



# La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc

Christian Hoepffner

## ► To cite this version:

Christian Hoepffner. La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Sciences de la Terre. Université Louis Pasteur, 1987. tel-01340643

**HAL Id: tel-01340643**

**<https://theses.hal.science/tel-01340643>**

Submitted on 1 Jul 2016

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

28 SEP. 1987

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG  
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE ET GÉOMORPHOLOGIE  
N° D'INVENTAIRE 11982

ulp

U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
STRASBOURG

## THÈSE

présentée à  
L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR  
pour obtenir le grade de  
DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

**Christian HOEPFFNER**

## **La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc**

Soutenue publiquement le 11 septembre 1987 devant la Commission d'examen :

MM. Y. LUCAS, Président  
A. MICHARD  
T. JUTEAU  
P. MATTE  
J.P. SCHAEER

28 SEP. 1987

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG  
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE ET GÉOMORPHOLOGIE  
N° D'INVENTAIRE 11982

ulp

U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
STRASBOURG

## THÈSE

présentée à  
L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR  
pour obtenir le grade de  
DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

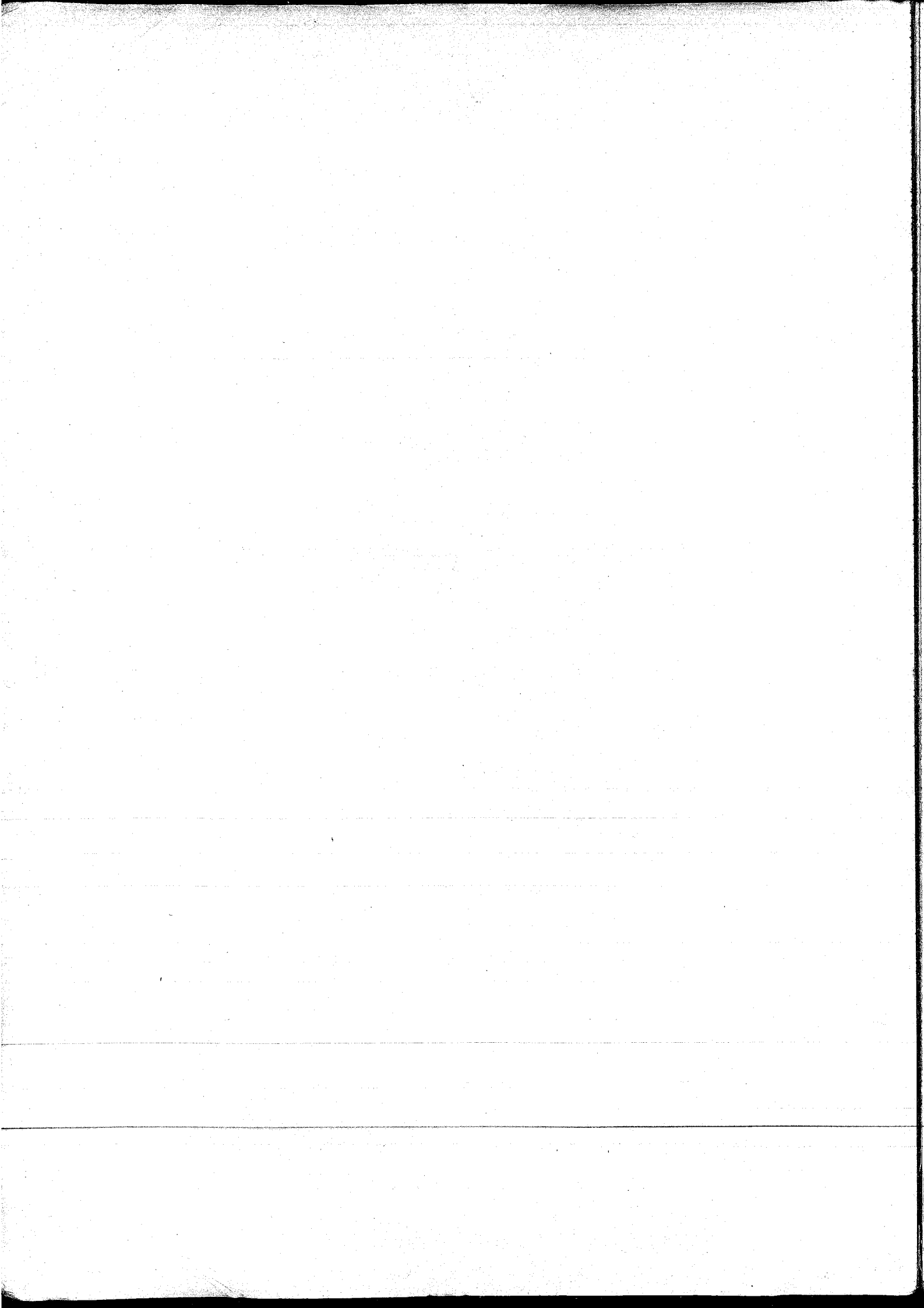
par

**Christian HOEPFFNER**

## **La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc**

Soutenue publiquement le 11 septembre 1987 devant la Commission d'examen :

MM. Y. LUCAS, Président  
A. MICHARD  
T. JUTEAU  
P. MATTE  
J.P. SCHAEER





Rang. Rapus alpi.

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG  
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE ET DE MINÉRALOGIE  
N° 11982

ulp

U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
STRASBOURG

## THÈSE

présentée à  
L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR  
pour obtenir le grade de  
DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

**Christian HOEPFFNER**

## **La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc**

Soutenue publiquement le 11 septembre 1987 devant la Commission d'examen :

MM. Y. LUCAS, Président  
A. MICHARD  
T. JUTEAU  
P. MATTE  
J.P. SCHAER

BIBLIOTHEQUE SCI. TERRE STRASBOURG



D007920

S.



## AVANT-PROPOS

---

En octobre 1972, quand je rentrais à la Faculté des Sciences de Rabat comme assistant en géologie, je ne me doutais pas que 15 ans plus tard je serais toujours au Maroc, que j'y aurai fait une thèse de 3ème cycle puis une thèse d'état. En arrivant aujourd'hui au terme de ce travail je voudrais évoquer rapidement les personnes rencontrées pendant ces années.

C'est à André MICHARD, professeur à Strasbourg que je dois ma carrière marocaine. Après les Rehmna, il me confia l'étude du Paléozoïque de la Meséta orientale. Maître libéral, il m'a appris l'importance du terrain, de l'observation méticuleuse et la prudence dans les interprétations. Ne regrettant rien de ce que j'ai fait, je le remercie de m'avoir mis dans cette voie.

Monsieur le professeur Jacques LUCAS a bien voulu présider ce jury, il connaît bien le Maroc et même si ce travail ne se situe pas dans ses préoccupations il a accepté de l'examiner, je l'en remercie.

Avec Thierry JUTEAU, professeur à Brest, nous avons parcouru rapidement la Meséta orientale. Il trouvera surtout dans ce travail le cadre structural du volcanisme carbonifère dont il a confié l'étude géochimique à Fatima KHARBOUCH, je lui suis reconnaissant d'en être juge.

Monsieur Jean-Paul SCHAEER, professeur à Neuchâtel connaît bien le Paléozoïque du Maroc. Nous nous sommes rencontrés sur le terrain dans les Rehamna et le Haut-Atlas. C'est un géologue méticuleux et exigeant, je le remercie d'être dans ce jury.

Monsieur Philippe MATTE, directeur de recherches au C.N.R.S. est l'un des grands spécialistes des chaînes hercyniennes, je suis très honoré qu'il ait accepté d'examiner mon travail.

Enseignant à la Faculté des Sciences de Rabat je sais gré aux différents responsables de cet établissement de m'avoir toujours délivré les moyens nécessaires à la réalisation de mon travail, en particulier les autorisations de déplacement sur le terrain. Je pense ici aux doyens M. I. KHALIL et actuellement M. M. KERKOUR et aux collègues qui se sont succédés à la tête du Département des Sciences de la Terre : Mme L. ROUSSELLE, M. E. K. SAAIDI, Mme B. BOUAB, MM. M. HAJFANI et A. CHALOUAN.

La thèse n'est pas qu'un parcours solitaire, les échanges d'idées avec mes collègues, spécialistes ou non des chaînes hercyniennes ont toujours été amicaux et fructueux. A Rabat, je pense en particulier aux "anciens" du Département, G. COGNEY et surtout Y. CAILLEUX, complice de bureau et souvent compagnon de terrain ; à ceux qui ont quitté le Maroc, F. SCHUMACHER, M. VIDAL, J. L. GAILLET, Y. HERVOUET, mes collègues marocains, A. CHALOUAN, D. FADLI, A. TAHIRI, M. ZAHRAOUI et A. EL HASSANI. J'ai toujours été très bien accueilli au B.R.P.M., à l'O.A.R.E.P. et au Ministère de l'Energie et des Mines où MM. BENSALD et DAHMANI m'ont très amicalement laissé consulter les nombreux documents inédits dont ils disposent. Quant aux géologues de ces organismes je ne compte plus les nombreuses discussions toujours enrichissantes que nous avons eues. Je pense en particulier à J. DESTOMBES,

H.HOLLARD, trop tôt disparu, S.WILLEFERT qui a déterminé toutes mes faunes de Graptolites, P.HUVELIN, A.OVTRACHT, J.C. VIDAL, C. DESTEUCCQ, J.JENNY. A Fès, F.CHALOT-PRAT, A. CHARRIERE et S. REGNAULT m'ont fait profiter de leur connaissance des boutonnières paléozoïques du Moyen-Atlas. A Oujda, M.CHAIEB et K.TARGUISTI m'ont souvent accompagné dans la chaîne des Horsts et les Beni-Snassène. Pour terminer avec le Maroc j'évoquerai la mémoire de P.MORIN récemment disparu, c'est en sa compagnie que j'ai découvert a Meséta orientale avec la visite du massif du Tazekka.

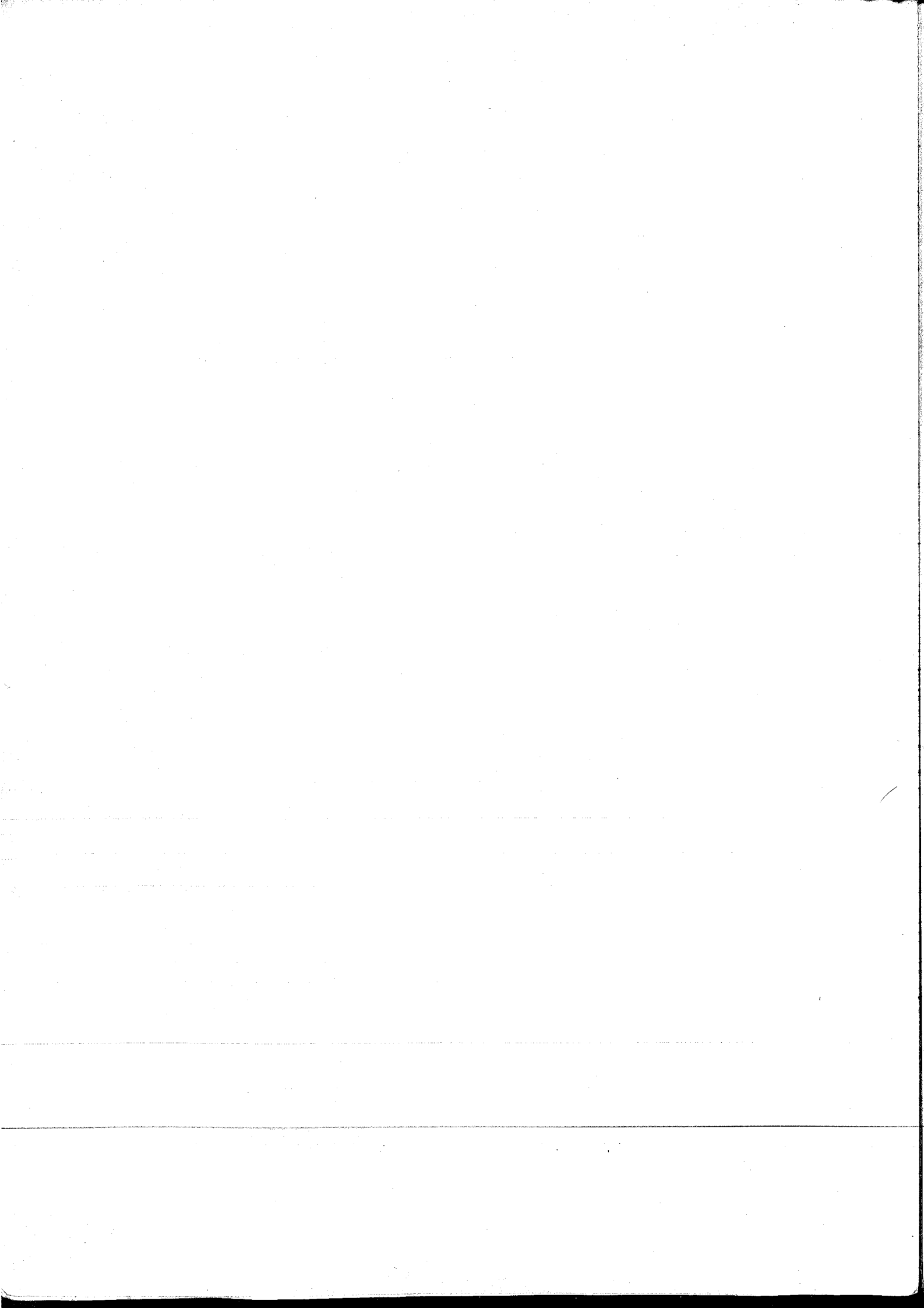
En revenant à l'Institut de Géologie de Strasbourg, je voudrais dire tout ce que ja dois à Alain PIQUE. Depuis les Rehamna, nous avons parcouru ensemble une bonne partie du Paléozoïque marocain. Ses séjours au Maroc ont toujours été l'occasion de discussions stimulantes et d'encouragements qui sont pour beaucoup dans l'achèvement de mon travail. Je n'oublierai pas non plus combien mes passages à Strasbourg furent agréables grâce à son hospitalité et celle de son épouse Ginette.

La dactylographie du manuscrit a été menée à bien par Mmes BUNTZ et WENDLING, je les en remercie ainsi que Mme J.SITTLER qui leur ménageait le temps libre pour mener à bien ce travail. Ce sont enfin MM. J.M.BOCC et A.WENDLING qui ont contribué à la réalisation finale de cet ouvrage.

Il reste enfin Touria et Hakim, qui m'ont supporté pendant cette période de fin de thèse, où j'étais souvent plus préoccupé par des problèmes géologiques que par la vie familiale ; je leur dédie ce travail.

# SOMMAIRE

	page
INTRODUCTION	1
Première partie : STRATIGRAPHIE	
Chapitre I : LE CAMBRO-ORDOVICIEN	9
Chapitre II: L'ORDOVICIEN	19
Chapitre III : LE SILURO-LOCHKOVEN	36
Chapitre IV : LE DEVONIEN	47
Chapitre V : LE CARBONIFERE	72
Deuxième partie : TECTONIQUE	
Introduction	103
Chapitre VI : LA PHASE ANTEVISEENNE OU EOVARISQUE	111
Chapitre VII : LA PHASE POST-WESTPHALIENNE	199
Troisième partie : CONCLUSIONS GENERALES	
Chapitre VIII : L'EVOLUTION PALEOZOÏQUE DE LA MESETA ORIENTALE ET SA PLACE DANS LA CHAÎNE HERCYNIEENNE D'AFRIQUE DU NORD	233
Chapitre IX : CORRELATIONS AVEC LES SEGMENTS HERCYNIEENS VOISINS	245



## INTRODUCTION

### LA CHAÎNE HERCYNIENNE D'AFRIQUE DU NORD

Mis à part les noyaux paléozoïques inclus dans les zones internes des chaînes rifo-telliennes et dont l'origine est plus ou moins lointaine, les terrains primaires d'Afrique du Nord semblent constituer la couverture d'un socle protérozoïque initialement continu avec celui de la plate-forme saharienne (CHOUBERT, 1951 ; MICHARD, 1976). Mais vers la fin du Primaire, alors que ce dernier domaine restait entièrement stable (c'est le craton africain), sa frange septentrionale se trouvait plus ou moins profondément affectée par l'orogénèse hercynienne (au sens large : d'âge paléozoïque supérieur). Deux grands domaines s'individualisèrent alors ou, mieux, achevèrent leur individualisation, déjà inscrite dans leur histoire sédimentaire (Fig. 1) :

- *un avant-pays*, adjacent au craton et où les déformations sont restées relativement modérées : c'est l'Anti-Atlas au Maroc, se prolongeant vers l'Est en Algérie par les Monts d'Ougarta ;

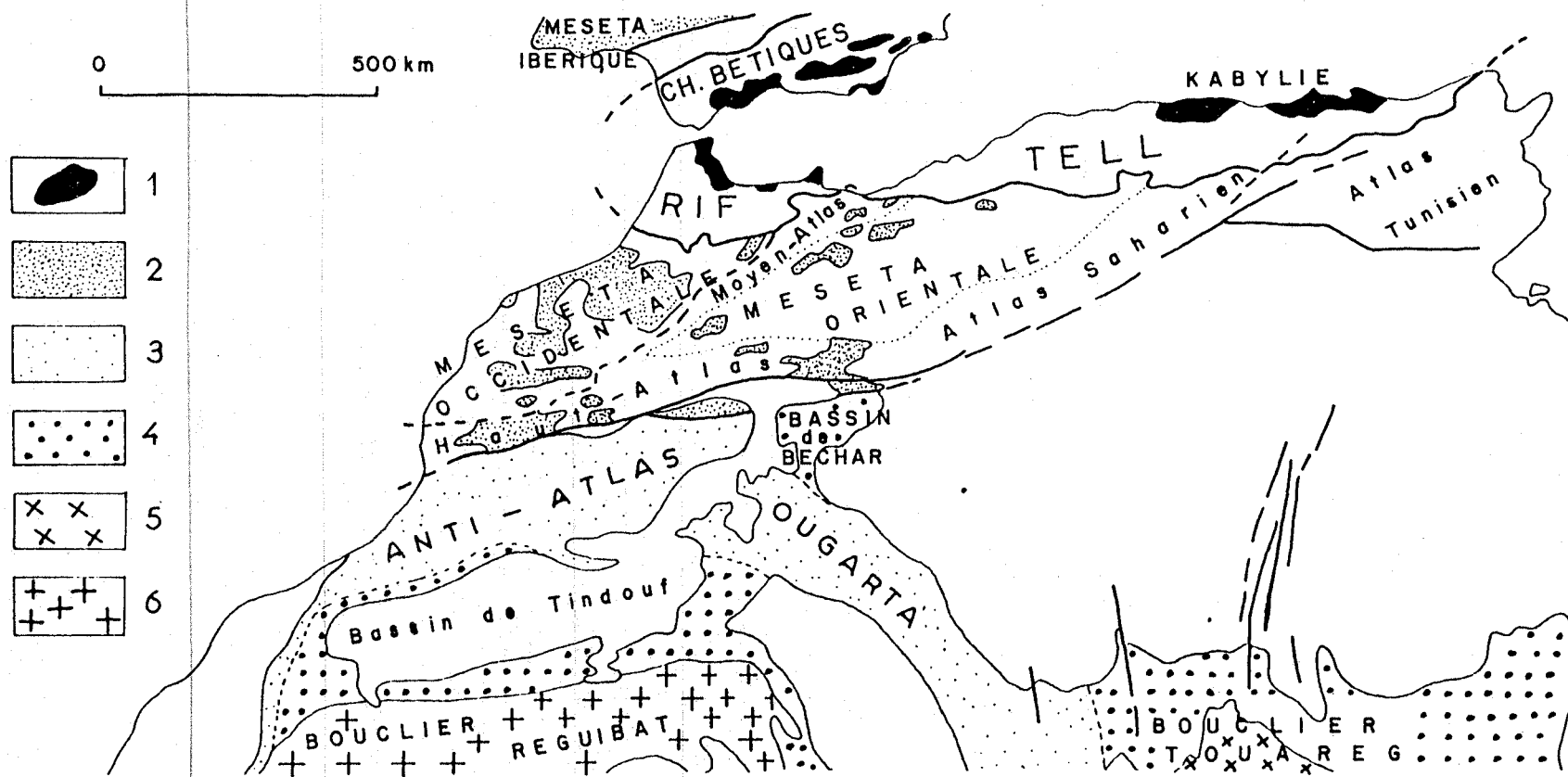
- *le domaine de la chaîne hercynienne proprement dite*, où se développent le plissement, le métamorphisme et la granitisation, encore que de manière très inégale suivant les secteurs. Cette chaîne affleure largement au Maroc, tandis qu'elle s'enneige rapidement vers l'Est sous la couverture secondaire des Hauts-Plateaux, de l'Atlas saharien ou du Tell.

La chaîne hercynienne d'Afrique du Nord est donc surtout représentée au Maroc où elle affleure en "boutonnières", soit dans le domaine de la Meseta, sous une couverture secondaire et tertiaire tabulaire, soit dans le domaine de la chaîne atlasique, sous une couverture déformée. Deux grands ensembles peuvent y être distingués :

- *La Meseta occidentale* où le Paléozoïque affleure largement dans de grandes boutonnières : l'ensemble Meseta côtière - Maroc central, les Rehamna et les Jebilet.

- *La Meseta orientale ou oranaise* où les boutonnières, dispersées et éloignées les unes des autres, sont de faible superficie. On distingue principalement : les boutonnières de Midelt, de Debdou-Mekam, des Beni-Snassène, et l'ensemble de la chaîne des Horsts.

A ces terrains paléozoïques constituant la Meseta marocaine, il faut rajouter les noyaux hercyniens inclus dans les chaînes du Moyen-Atlas et du Haut-Atlas. Ainsi, à la Meseta occidentale peuvent se rattacher le bloc ancien du Haut-Atlas de Marrakech et les boutonnières d'Aït-Tamelil et de Skoura ; à la Meseta orientale se rattachent les boutonnières du Tazekka, du Mougueur et de Tamelelt.



**Fig. 1** - Les affleurements paléozoïques en Afrique du Nord. 1 : terrains varisques allochtones, inclus dans les nappes alpines du Rif et du Tell. 2 : chaîne hercynienne d'Afrique du Nord, terrains paléozoïques intensément déformés. 3 : marge du craton ouest-africain, terrains paléozoïques peu déformés. 4 : terrains paléozoïques restés tabulaires. 5 : massif panafricain (Hoggar). 6 : massifs d'âge protérozoïque inférieur et archéen (Reguibat).



## LES ZONES STRUCTURALES DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE DU MAROC

L'évolution hercynienne du Maroc a fait l'objet au cours de ces dernières années de plusieurs essais de synthèse (MICHARD, 1976 ; HOLLARD, 1978 ; MICHARD et PIQUE, 1979 ; PIQUE et MICHARD, 1981, MICHARD *et al.* 1983-86). Tous ces travaux aboutissent à la subdivision de la chaîne en plusieurs zones structurales. Je distinguerai ainsi (Fig. 2) :

1. *La zone orientale* qui correspond à l'ensemble de la Meseta orientale (boutonnières de Midelt, de Debdou-Mekam, de la chaîne des Horsts, des Beni-Snassène, du Mougueur). Elle est essentiellement caractérisée par l'individualisation d'un bassin à flysch au Dévonien, par une phase tectonométamorphique d'âge dévonien supérieur correspondant à la phase "bretonne" d'Europe, et par le développement au Carbonifère d'un volcanisme calco-alcalin débutant dès le Viséen supérieur et se prolongeant jusqu'au Westphalien.

2. *La zone de transition ou zone des nappes* ; elle correspond à la partie orientale du Maroc central (Khénifra-Azrou), des Jebilet et au Nord de la boutonnière des Aït-Tamelil. Cette zone se caractérise essentiellement : par des bassins à flysch au Viséen supérieur, dans lesquels se mettent en place des nappes synsédimentaires issues de la zone orientale ; et par une phase tectonométamorphique d'âge Viséen supérieur ("sudète") dont les relations avec la mise en place des nappes n'apparaissent pas encore clairement.

3. *La zone de Meseta centrale* ; elle comprend l'essentiel du Maroc Central, les Rehamma et les Jebilet centraux, le Haut-Atlas de Marrakech. La série stratigraphique y est quasi continue du Cambrien au Westphalien A, les sillons flysch s'y individualisent à partir du Dévonien supérieur en écho à la phase bretonne de la zone orientale. La phase tectono-métamorphique est intra-westphalienne ("asturienne"). Son intensité est variable, maximum le long de zones de cisaillement, où culmine aussi le métamorphisme régional.

4. *Les marges de la chaîne* sont des zones où la tectonique hercynienne est de faible intensité. A l'Ouest, c'est le môle côtier mésétien vers lequel sont déversées les structures de la Meseta centrale. Au Sud, c'est la frange nord du domaine de l'Anti-Atlas vers lequel sont déversées les structures de la région de Tineghir et de Ben-Zireg.

Il convient de remarquer que si ces différentes zones se reconnaissent assez bien sur une transversale E-W depuis les zones orientales vers le môle côtier, il n'en est pas de même sur une transversale N-S en direction de l'Anti-Atlas dans la branche S-E de la chaîne hercynienne. Les plissements synschisteux de la boutonnière de tamlelt pourraient être équivalents soit de la phase sudète (zone 2), soit de la phase asturienne (zone 3) ; les secteurs de Tineghir et de Ben Zireg avec leurs séries de flyschs à olistostromes (non liés à des nappes synsédimentaires) d'âge respectivement dévondinantien (MICHARD et coll., 1982) et viséen (PAREYN, 1961) et leur phase de déformation namuro-westphalienne, pourraient être rattachés à la zone 3.

5. *La zone de Rabat-Tiflet* constitue un "terrain suspect" : un ensemble probablement cambro-ordovicien y est métamorphisé et recoupé par des granites d'âge ordovicien supérieur. Cette zone s'est accolée à la Meseta au moins à partir du Dévonien, peut-être avant (PIQUE, 1982). Sa prise en compte est importante car elle implique d'importants coulisements le long d'accidents E-W qui constitueront des lignes fondamentales guidant les déformations hercyniennes ultérieures.

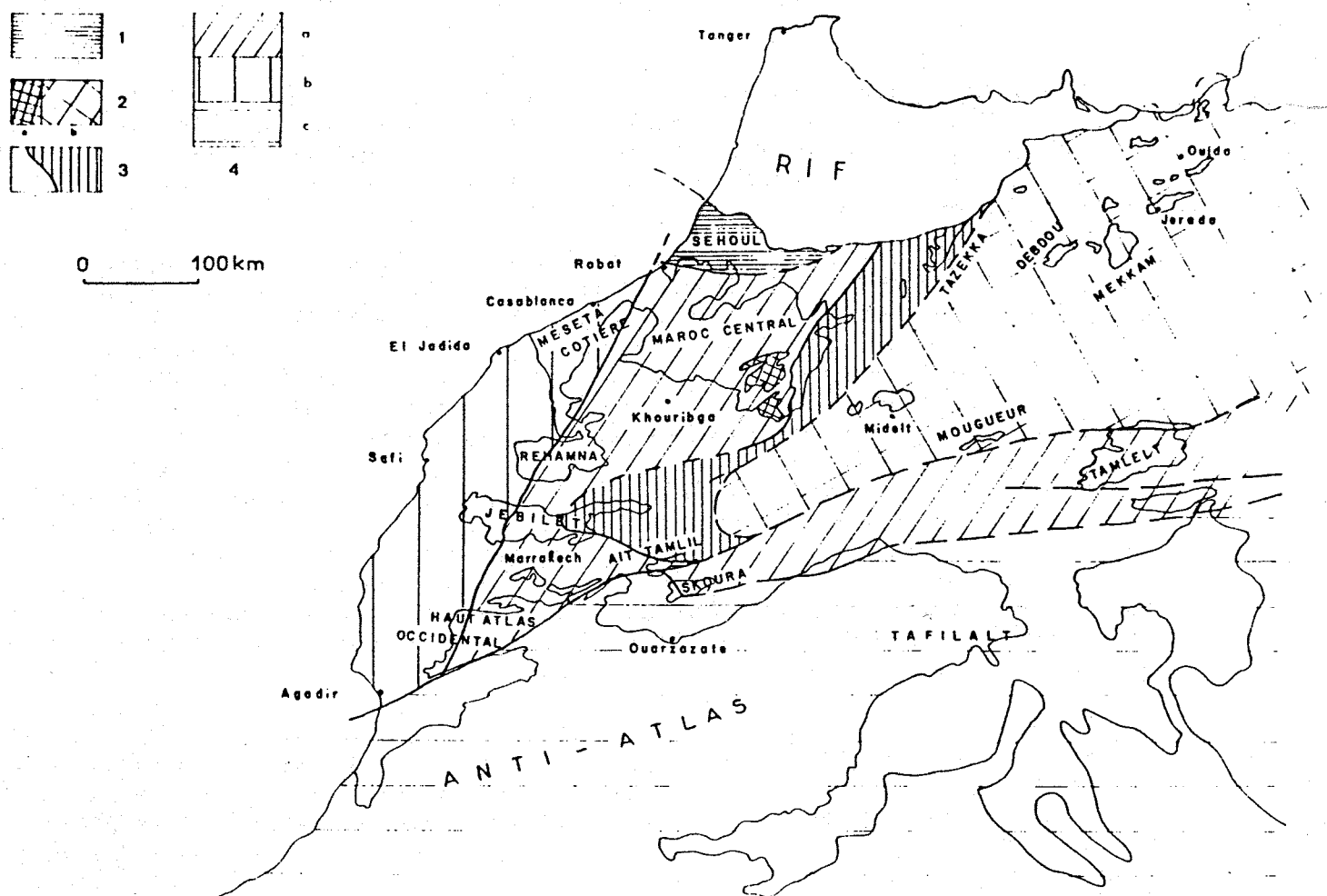


Fig. 2 - Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc.  
 1. : bloc des Sehouls, fragment de chaîne calédonienne accolé à la Meseta lors d'événements acadiens. 2. : zone orientale, ou zone interne de la chaîne à phase éovarisque, bretonne. 2a. : pays Zaïan, 2b. : Meseta orientale. 3. : zone de transition avec mise en place de nappes syn- à tardi-sédimentaires au Viséen supérieur et phase de plissement sudète probable (Tazekka, Azrou, Khénifra). 4. : zones externes à phase de plissement namuro-westphalienne sans phases précoces. 4a. : zone de Meseta centrale intensément plissée (+ Tamelelt). 4b. et 4c. : régions peu déformées du môle côtier mésétien et de l'Anti-Atlas (d'après MICHARD et al., 1983).

## PRESENTATION DE LA REGION ETUDIEE

La région étudiée correspond pour l'essentiel à la zone orientale de l'orogène hercynien du Maroc. Du point de vue géographique, les terrains primaires ne sont pas aussi bien représentés que dans la Meseta occidentale. Ils sont répartis dans des boutonnières de superficie relativement réduite, éloignées les unes des autres et incluses soit dans des zones tabulaires comme les Hauts-Plateaux, soit dans des zones modérément plissées comme le Haut et le Moyen-Atlas. Dans les pages qui suivent, j'emploierai pour désigner cette région l'expression Maroc oriental ou Meseta orientale, tout en remarquant que le terme "Meseta" est impropre puisqu'une partie des terrains sont pris au sein des chaînes atlasiques. Ces termes sont commodes pour distinguer tout cet ensemble de celui de la Meseta occidentale.

1. A l'Ouest, on rencontre tout d'abord le massif du Tazekka qui s'étend au SW de Taza, à la limite entre le Causse moyen-atlasique et le Moyen-Atlas plissé. La partie nord du massif, soulevée lors des mouvements alpins au Tertiaire, culmine à 1 980 m. Vers le Sud, les mouvements récents ont été moins importants et le Paléozoïque se présente en boutonnière sous la couverture secondaire. Au SW du Tazekka, les petites boutonnières de Bsabis et d'El-Menzel s'ouvrent dans le Causse de Sefrou. On peut les rattacher au massif du Tazekka dont elles représentent le prolongement.

Le Paléozoïque réapparaît vers le Sud, à la jonction entre le Moyen-Atlas et le Haut-Atlas, dans la boutonnière de Midelt.

A ce premier ensemble, situé aux lisières de la chaîne du Moyen-Atlas, on peut encore rattacher vers le NE les boutonnières apparaissant sous les terrains secondaires de l'avant-pays du Rif. On distingue ainsi le petit massif du Bou-doufoud situé au Nord de la plaine de Guercif, au pied du massif jurassique du Terni-Mazgout et, au Nord d'Oujda, le massif des Beni-Snassène. Cet ensemble se prolonge vers l'Algérie dans le massif des Traras.

2. Vers l'Est s'étend la Meseta orientale proprement dite ou Meseta oranaise. Le Paléozoïque apparaît en boutonnières sous la couverture secondaire subhorizontale des Hauts-Plateaux. On distingue d'abord la boutonnière de Debdou, ouverte au NW vers la plaine de Guercif. Elle se prolonge vers l'Est par la boutonnière de Lalla-Mimouna et surtout par celle du Mekam. Vers le Nord, entre Taourirt et Oujda, s'étend le Pays des Horsts où les terrains primaires affleurent à la faveur de petites boutonnières. D'Ouest en Est, on peut y distinguer principalement les massifs de Naǧuechoum, de Tannecherfi et de Bourdine, relayés vers l'Est par les Zekkara, et les affleurements de Guennfouda et Jorf Ouazzène qui sont flanqués au Sud par le synclinorium de Jerada. Le "pays des Horsts" se prolonge en Algérie par le massif de Ghar Rouban et, beaucoup plus loin à l'Est, par la boutonnière de Tifrit-Saïda, qui est le témoin autochtone le plus oriental de la chaîne hercynienne d'Afrique du Nord.

3. Enfin, il faut inclure dans ce Maroc oriental les boutonnières constituant le socle du Haut-Atlas : le Mougueur-El Bour situé au SE de Midelt, et surtout les vastes affleurements de la région du Tamlelt, au Sud de Bou-Arfa.

## HISTORIQUE DES RECHERCHES

Le caractère discontinu des affleurements de Paléozoïque du Maroc oriental explique la rareté des travaux de synthèse concernant cette zone de la chaîne hercynienne. L'essentiel des données correspond à des observations ponctuelles ou parfois à des études d'ensemble d'une ou plusieurs boutonnières. Si les publications rendent bien compte de l'état d'avancement des connaissances, il faut souligner que de nombreuses observations sont restées consignées sous forme de rapports inédits du Ministère de l'Energie et des Mines ou du Bureau de Recherche et Participation Minières (B.R.P.M.).

Le défrichage de la géologie des boutonnières du Maroc oriental a commencé très tôt. Dès 1908, L. GENTIL donne une description sommaire du massif primaire des Beni-Snassène dont il attribue les séries schisto-gréseuses au Silurien. Il met également en évidence le Viséen supérieur sur le flanc nord du synclinorium de Jerada. BRICHANT et HARROY (1928) découvrent le Houiller du bassin de Jerada et BRICHANT (1933-1935) donnera ensuite quelques descriptions des terrains paléozoïques de la Meseta orientale. Il distingue en particulier les séries anciennes de Debdou-Mekam, qu'il attribue au Cambro-Silurien, et le Carbonifère de Jerada. A la même époque CLARIOND (1932, 1933, 1936) et MARIE (1936) explorent les boutonnières de Debdou et du Mekam ; la discordance du Viséen supérieur sur les schistes du Mekam attribués au Carbonifère est mise en évidence. En 1938, OWODENKO et coll. datent le Silurien et le Dévonien dans la boutonnière des Zekkara. A la même date, VAN LECKWIJCK et TERMIER donnent le premier aperçu de la géologie du Tazekka en y datant en particulier le Silurien. Le seul travail d'ensemble important concernant le Paléozoïque des confins algéro-marocains est la thèse de G. LUCAS (1942) sur les Monts de Ghar Rouban, complétée de travaux ultérieurs (1950, 1952) englobant en particulier la boutonnière de Tifrit (ou de Saïda). Ces travaux mettent en évidence un Viséen supérieur volcano-sédimentaire discordant sur un socle antéviséen où se distingue notamment un Dévonien moyen à plantes. Les études géologiques au Maroc reprendront de l'importance après la guerre, avec le développement de la cartographie et de la recherche minière. Ce sont en particulier les travaux d'OWODENKO dont le mémoire publié en 1976 résume les nombreuses observations principalement dans le bassin houiller de Jerada, les boutonnières de la chaîne des Horsts et de Debdou-Mekam ; c'est un des premiers ouvrages synthétique sur cette portion du Maroc oriental. Parallèlement, de 1948 à 1973, MORIN décrit le massif paléozoïque du Tazekka en y mettant en évidence la discordance d'un Viséen supérieur probable à caractère volcano-détritique sur les schistes du Tazekka rapportés au Carbonifère ; il annonce ainsi les corrélations avec les boutonnières plus orientales. Sa définition du linéament de Bsabis-Tazekka est la première tentative de corrélation entre la Meseta orientale et la Meseta occidentale dans une optique structuraliste. Les travaux de MEDIONI (1980) sur les Hauts-Plateaux permettent d'affiner les connaissances stratigraphiques des secteurs de Debdou et du Mekam. Enfin le dernier travail d'ensemble est la cartographie au 1/50.000e de la Chaîne des Horsts achevée en 1979 par VALIN pour le Paléozoïque. Si, dans l'ensemble, les données bibliographiques sont relativement nombreuses pour ce qui concerne les terrains primaires dans le couloir Taza-Oujda, il n'en est pas du tout de même en dehors de cette zone. On peut noter les quelques observations d'EMBERGER (1961) sur la boutonnière de MIDEIT et les découvertes paléontologiques de l'Ordovicien et du Silurien dans les boutonnières du Haut-Atlas oriental : Bou Dahar et Tamlelt (DU DRESNAY, 1964, 1977). Ces secteurs n'ont cependant pas encore fait l'objet d'études systématiques.

Avec les années 70-80, on voit se multiplier les travaux de détail sur ce secteur oriental de la chaîne hercynienne avec en particulier l'apparition des études tectoniques et le développement de l'approche géochimique des problèmes posés par le magmatisme hercynien. On peut citer les travaux de VAUCHEZ (1976) à Midelt, d'EL KOCHRI (1981) dans le Mougueur, de TARGUISTI (1983) sur le granite d'Alouina à Debdou, de KHARBOUCH (1982) sur le volcanisme viséen supérieur du Tazekka à Jerada. La géologie générale continue à se développer avec les observations de P. HUVELIN (1970, 1981, 1983) et de DESTEUCQ (1980, 1982) dans la chaîne des Horsts. Enfin, en Algérie, les travaux de GUARDIA (1975) puis ceux de la Faculté des Sciences d'Oran (BEAUJARD *et al.*, 1976, GONORD et ROLET 1976 ; ROLET, 1974) sur les Traras et le Ghar Rouban sont des éléments importants pour les corrélations avec le Maroc.

#### BUT DU PRESENT TRAVAIL

Les pages qui suivent utiliseront largement les données acquises au cours des dernières années par les différents auteurs cités, en les complétant par mes observations personnelles faites dans les différentes boutonnières de la Meseta orientale. La présentation des faits essaiera d'être aussi synthétique que possible. Au lieu d'une description séparée de chaque boutonnière, j'envisagerai l'évolution de l'ensemble de la zone orientale du point de vue de l'histoire stratigraphique et de l'évolution tectono-métamorphique hercynienne. A chaque étape de la description, j'examinerai également les corrélations possibles avec la Meseta occidentale afin d'aboutir à un modèle d'évolution de la chaîne hercynienne marocaine, intégrant tous les affleurements paléozoïques connus.



## *Première partie*

# STRATIGRAPHIE

## Chapitre I

### LE CAMBRO-ORDOVICIEN

Le terme de Cambro-Ordovicien sera utilisé ici pour désigner les terrains les plus anciens de la zone orientale des Hercynides du Maroc, dont l'âge n'est pas précisé paléontologiquement. L'attribution au Cambro-Ordovicien repose soit sur la position sous l'Ordovicien daté, soit simplement sur des analogies de faciès.

#### 1.1. LES ZEKKARA

Des affleurements de Paléozoïque d'âge indéterminé, mais pouvant être attribués au Cambro-Ordovicien, sont observables dans la boutonnière des Zekkara située au SW d'Oujda. Dans la partie occidentale de cette boutonnière (Fig. 3) affleure une importante intrusion de granodiorite, autour de laquelle s'observent des terrains faiblement métamorphisés. OWODENKO (1976) signale 190 à 200 m de grès-quartzites à grain fin, parfois en gros bancs, de teinte vert-pâle. Il attribue ces terrains à l'Ordovicien. VALIN (1979), à l'occasion d'un levé au 1/50 000e de l'ensemble du Paléozoïque de la chaîne des Horsts, distingue parmi les terrains les plus anciens une formation silto-gréseuse d'environ 200 m comprenant des quartzites, des phyllites, des tufs et des roches éruptives en sills et en coulées. L'alternance de schistes silteux et de grès-quartzites rappelle, selon cet auteur, une sédimentation flyschöide.

C'est dans la partie occidentale de la boutonnière que l'on peut faire les meilleures observations concernant les séries cambro-ordoviciennes des Zekkara, en particulier à l'Est du Jebel Touount formé, lui, par les calcaires et dolomies du Lias. Le Cambro-Ordovicien affleure bien de part et d'autre de la piste traversant la boutonnière des Zekkara.

On peut y distinguer (Fig. 4a-b) deux ensembles :

1) *L'ensemble inférieur*, dont la base n'est pas connue. C'est dans cet ensemble qu'est intrusive la granodiorite des Zekkara. Il correspond à environ

---

La thèse de HOUARI (1987), soutenue récemment lors de l'impression de ces lignes, présente une cartographie détaillée de la boutonnière des Zekkara. Ses résultats corroborent en général mes conclusions en ce qui concerne la stratigraphie

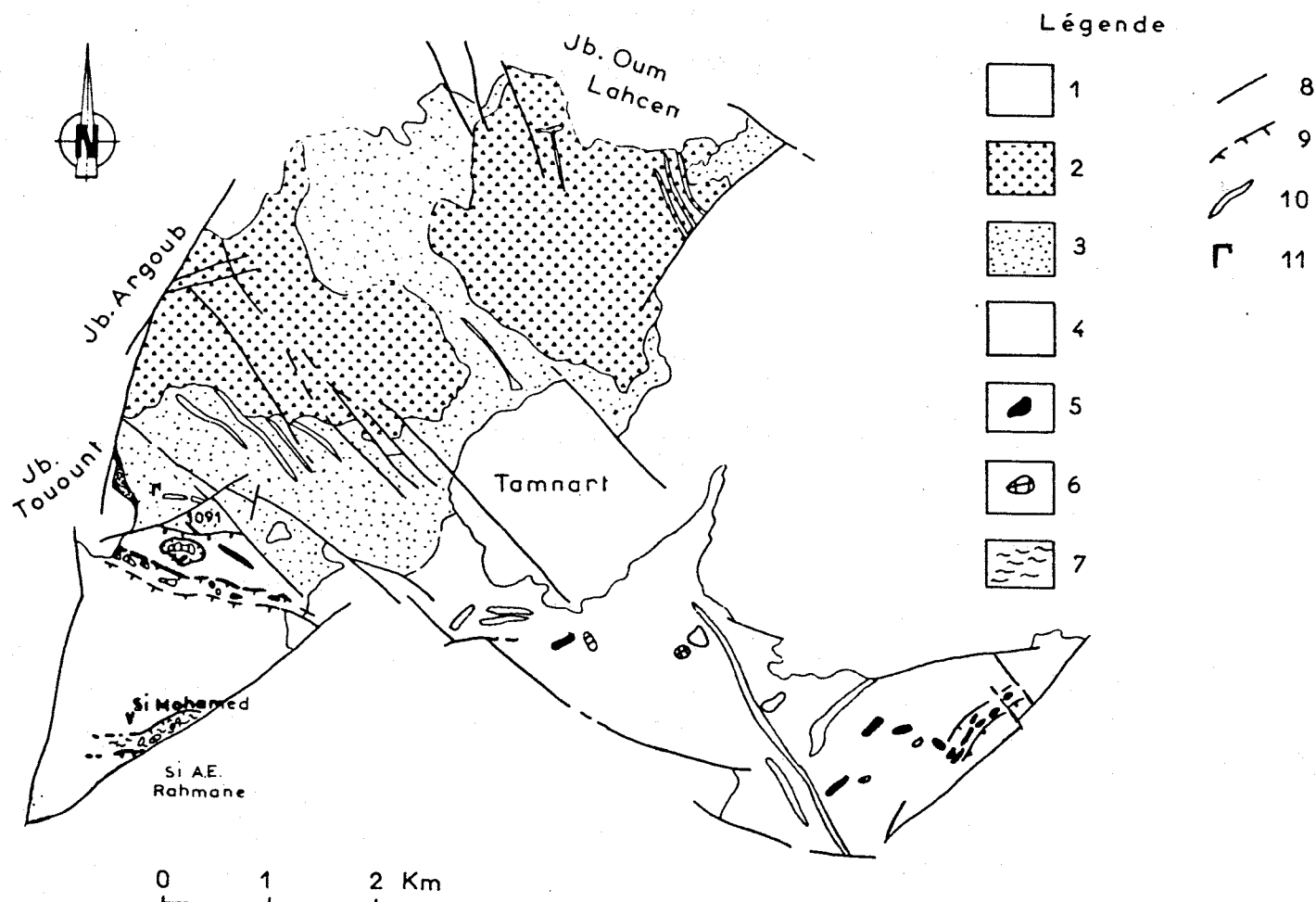


Fig. 3 - Carte géologique schématique de la boutonnière des Zekkara (d'après VALIN, 1979, inédit). 1. : couverture post-paléozoïque. 2. : granodiorite des Zekkara. 3. : Cambro-Ordovicien probable. 4. : Ordovicien inférieur daté (Arénig, Llanvirn) en écaïlles tectoniques. 5. : Blocs de calcaire dévonien. 6. : blocs de phtanites siluriens. 7. : olistostrome s.s. (pélites écaïlleuses et olistolithes) du Viséen supérieur probable. 8. : failles. 9. : limites d'écaïlles tectoniques. 10. : filons de roches éruptives carbonifères. 11. : gabbros.



150 m (épaisseur visible) de grauwackes en bancs massifs alternant avec des siltites rubanées. Vers le haut, on note parfois des alternances rythmiques de grauwackes fines et de siltites ou de pélites verdâtres (fig. 4a).

Au microscope, les faciès les plus grossiers correspondent à des grauwackes. On y distingue des grains de quartz subanguleux, microfissurés, de 500  $\mu$  de diamètre en moyenne. Les grains de *feldspaths* sont plus rares, il s'agit généralement de plagioclases acides séricitisés. On observe en général dans ces niveaux des *éléments lithiques* de *quartzites* à grain très fin (20 à 25  $\mu$ ) et quelques éléments de *roches éruptives* où l'on ne distingue plus qu'une pâte siliceuse entièrement recristallisée. La matrice, entièrement recristallisée par l'effet du métamorphisme dû à la granodiorite, était probablement pélitique, on y reconnaît du quartz granoblastique et de la *chlorite*. Les faciès fins sont souvent rubanés. Ils correspondent à des siltites. On peut distinguer des faciès où les grains de quartz de 30 à 40  $\mu$  sont isolés dans une matrice recristallisée en chlorite et muscovite. Certains faciès correspondent à une alternance de niveaux quartzo-feldspathiques minces et de niveaux argileux riches en *biotite détritique*.

Au total cet ensemble inférieur correspond à une sédimentation détritique où se développent des décharges plus grossières de type grauwackes. Les rares éléments lithiques de lave indiquent une faible influence volcanique acide ou intermédiaire.

2) *L'ensemble supérieur*. Au-dessus de ces terrains, on observe le passage à une sédimentation détritique fine. Dans les coupes du flanc est du Jebel Touount, les grauwackes sont surmontées par quelques mètres de pélites violettes ou verdâtres interrompues vers le haut par un contact anormal. C'est vers l'Est, dans la coupe passant par le point coté 1 091 m (Fig. 4b), que s'observe le mieux cet ensemble supérieur. Il est constitué d'environ 400 m de pélites micacées de teinte violette ou vert-olive où s'intercalent quelques passées gréseuses ou silteuses de 5 à 10 cm en moyenne.

Au microscope, le litage apparaît très fin et très régulier. Les niveaux gréseux sont constitués par du quartz et par des feldspaths plagioclases de 40 à 50  $\mu$ . Le ciment est argileux. On note la présence de paillettes de muscovite et de chlorite. Les niveaux de pélites sont très fins, on n'y distingue qu'un fond crypto-cristallin quartzo-chloriteux où abondent de petits micas blancs (10-20  $\mu$ ) bien orientés selon So.

Cet ensemble pélitique se termine au point 1 091 par une barre gréseuse rougeâtre d'environ 20 m d'épaisseur, constituée de niveaux gréseux de 30 à 40 cm d'épaisseur et de minces lits pélitiques. Les grès sont fins et présentent des laminations parallèles ou obliques.

Quartz et feldspaths plagioclases, en grains inférieurs à 50  $\mu$ , sont réunis par un ciment de quartz granoblastique très fin (< 10  $\mu$ ). Quelques micas détritiques sont couchés dans la stratification. On note enfin une abondance de minéraux opaques ferrugineux donnant sa teinte rougeâtre à la roche.

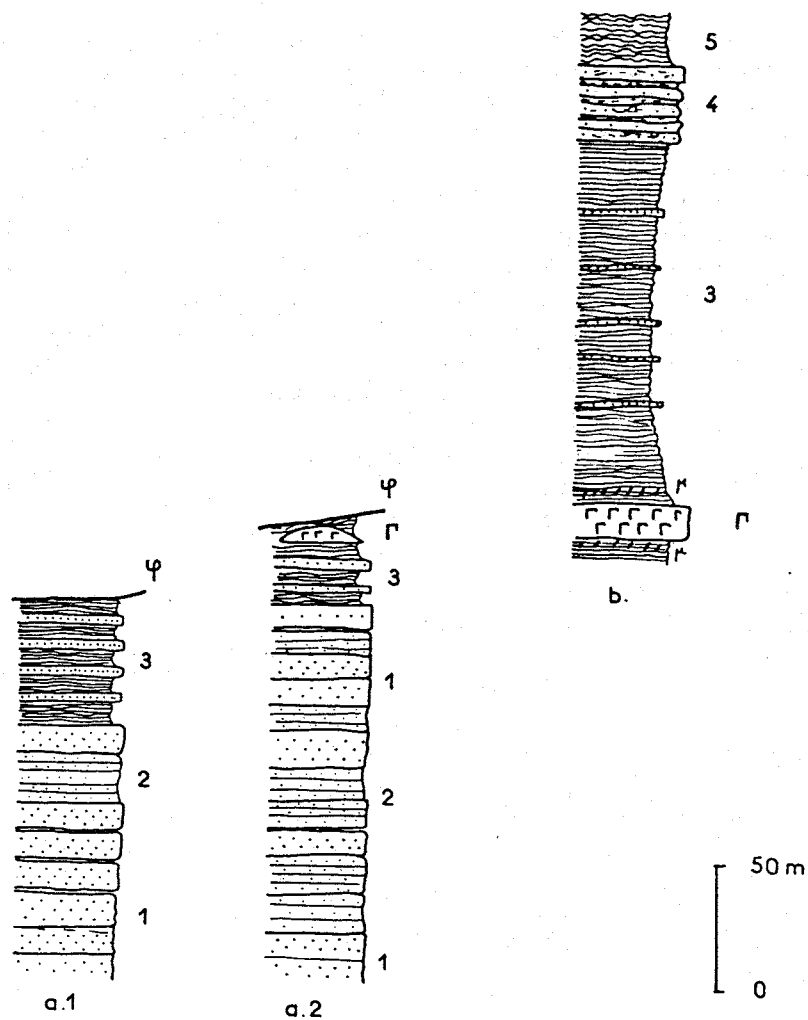


Fig. 4 - Le Cambro-Ordovicien probable des Zekkara.  
 4a1, 4a2 : coupes du flanc E du Jbel Touount. 4b : coupe du point coté 1091 m. 1 : grauwackes massives. 2 : siltites rubannées. 3 : pélites vertes et violacées avec niveaux silteux centimétriques. 4 : grès à patine rouge brique, à laminations. 5 : pélites micacées, verdâtres, bioturbées à faciès ordovicien. Γ : sill de gabbro avec métamorphisme de contact (μ). Ψ : contact anormal.

3) *Les sills de gabbro*. A la limite entre les deux ensembles (Fig. 4), on peut observer, dans les pélites micacées bioturbées, des roches éruptives verdâtres à structure grenue, disposées en sills. L'un d'eux est bien développé au Nord du point coté 1 091 m où il constitue une barre verticale dirigée N 110-120, de 2 à 3 mètres d'épaisseur, concordante avec les grésopélites encaissantes. Ce sill développe sur quelques dizaines de cm un métamorphisme de contact marqué par un faciès de schistes silicifiés tachetés.

Au microscope, le filon présente, soit une structure doléritique intersertale, soit une structure ophitique. Les *plagioclases* forment des baguettes de 400  $\mu$  à 200  $\mu$  plus ou moins altérés en calcite, épidote, chlorite. Il s'agit d'un plagioclase du type oligoclase-andésine. Dans les faciès à structure intersertale, entre les lattes de plagioclase cristallisent des chlorites et des amphiboles vertes de type actinote. Le *pyroxène* (augite), dans les ophites, forme de grandes plages partiellement ouralitisées.

Il s'agissait donc à l'origine d'un *gabbro*. Cependant, la baisse de la teneur en  $A_n$  du plagioclase et la transformation du pyroxène en amphibole + chlorite montrent que le terme de *diabase* est plus approprié pour l'état actuel de la roche.

Le métamorphisme de contact se marque par une recristallisation des niveaux quartzo-feldspathiques qui acquièrent une structure granoblastique. Les taches qui se développent ont une forme ovoïde, de 1 à 2 mm de diamètre, jaune-verdâtre en L.N., il s'agit de chlorite cryptocristalline.

L'âge de mise en place de ces sills est difficile à préciser. Je pense que l'on peut éliminer l'hypothèse d'un âge triasique :

1) ces gabbros n'atteignent jamais les dolérites du Trias pourtant toutes proches autour de la boutonnière des Zekkara ;

2) ils sont affectés par la tectonique tangentielle hercynienne, comme le montre la coupe du Jebel Touount (Fig. 4a), où le gabbro est réduit à l'état de lentilles décimétriques sous le contact anormal.

Un âge viséen supérieur serait possible, mais le magmatisme calco-alcalin de cette époque est essentiellement représenté par des roches acides, aucun faciès de ce type n'y a été décrit (KHARBOUCH, 1982). Je serais donc tenté d'y voir plutôt une venue magmatique d'âge cambro-ordovicien subcontemporaine des dépôts sédimentaires. Un magmatisme basique n'est d'ailleurs pas un fait isolé à cette époque au Maroc : dolérites cambriennes en Meseta côtière (GIGOUT, 1956); filons de diabases et basaltes en coussins dans le Cambrien du Maroc central (MORIN 1960 ; CAILLEUX, en cours) et du Haut-Atlas de Marrakech.

## 1.2. LE TAZEKKA

Dans le massif du Tazekka (Fig. 5), on distingue (HOEPFFNER, 1978) un domaine occidental, où les terrains du Paléozoïque inférieur et moyen sont peu déformés et, en général, peu ou pas métamorphiques ; et un domaine oriental, où les déformations sont plus importantes et où le métamorphisme atteint l'épizone.

Ce domaine oriental est essentiellement constitué par les *Schistes du Tazekka*. Considéré depuis les travaux de P. MORIN comme un ensemble très monotone de schistes violets ou vert-olive, le domaine des Schistes du Tazekka se prête mal à l'établissement de coupes. La grande homogénéité des faciès et l'intensité des déformations rendent délicat l'établissement d'une colonne lithostratigraphique de référence.

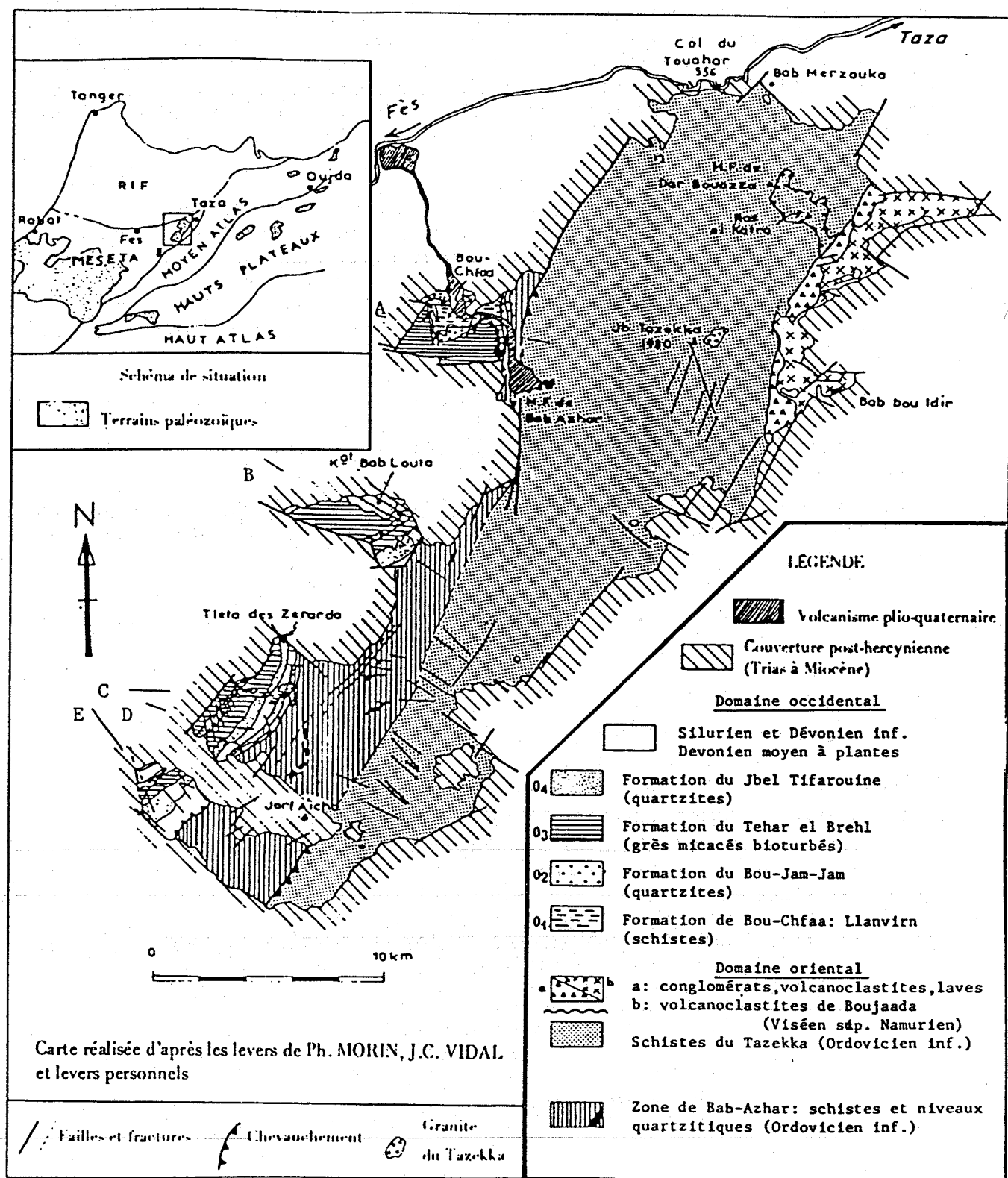


Fig. 5 - Carte géologique schématique de la boutonnière du Tazekka (d'après HOEPFFNER, 1978). A - B - C - D - E : localisation des coupes de la fig. 115.

On peut cependant distinguer deux grands ensembles. *L'ensemble supérieur* est constitué par les schistes vert-olive micacés récemment datés de l'Ordovicien inférieur (RAUSCHER *et al.* 1982). *L'ensemble inférieur*, qui nous intéresse ici par sa position anté-ordovicienne, est principalement constitué de schistes violets ou lie de vin. Il apparaît, cartographiquement, comme une bande continue depuis le Nord du massif jusqu'au Sud et s'observe, en particulier, au col de Touahar et le long de la route secondaire allant de Sidi-Abdallah à Bab-bou-Idir.

Cet ensemble inférieur comprend :

1) *Des schistes violets*. Ceux-ci correspondent en fait à une alternance assez régulière de niveaux gréseux gris-blanc et de niveaux d'argilites, violets. Ces niveaux sont en général très minces : 0,1 à 1 cm pour les grès, 1 à 4 cm pour les argilites.

Les niveaux gréseux sont essentiellement constitués de grains de quartz arrondis de 20 à 30  $\mu$  de diamètre et d'un ciment argileux. Entre les lits quartzeux s'intercalent des films de chlorite en "barillets" vert-pâle, de 100 à 150  $\mu$ .

Les niveaux d'argilites sont constitués d'un fond argileux cryptocristallin d'où se détachent de rares grains de quartz de petite taille (20-30  $\mu$ ), des chlorites détritiques de 100 à 150  $\mu$ , analogues à celles observées dans les niveaux gréseux et quelques paillettes de micas blancs.

La teinte violacée de ces schistes est due, semble-t-il, à l'abondance des opaques, rassemblés en films parallèles à la stratification ou dispersés en petits granules.

2) *Des grauwackes*. Vers le haut de la série de schistes violets, on note l'apparition d'un faciès de schistes vert-olive et surtout de bancs plus résistants, de teinte blanchâtre ou verdâtre. L'épaisseur de ces niveaux est variable, pouvant atteindre 5 à 6 m.

En général, le grain de la roche est très fin ; on peut cependant observer des faciès détritiques plus grossiers où les éléments lithiques atteignent quelques millimètres.

Ces faciès grossiers sont constitués par une matrice très fine, d'argile et de quartz, dans laquelle on note la présence de grains de quartz détritiques dont la taille varie de 50  $\mu$  jusqu'à 1 mm, et plus rarement de grains de *feldspaths plagioclases* et de *chlorite* de 100  $\mu$  environ. Les éléments lithiques sont essentiellement constitués par des *fragments de pélites* atteignant jusqu'à 5 à 6 mm. On note également des éléments de *quartzites* de rares fragments de *roches volcaniques* à texture microlitique et des éléments de *roche microgrenue* quartzo-feldspathiques. Le plagioclase y est de type oligoclase.

Les faciès fins sont caractérisés par une réduction de la quantité de matrice par rapport aux grains détritiques. Ceux-ci sont essentiellement du quartz, de la chlorite et des feldspaths, en grains, dont la taille est relativement homogène (120 à 200  $\mu$ ).

Enfin certains niveaux minces sont pratiquement dépourvus de matrice. La roche est essentiellement constituée de quartz et de feldspath plagioclase de 60 à 100  $\mu$  et de grandes paillettes de chlorites détritiques.

De ces descriptions, il ressort que ces niveaux résistants correspondent à des *grauwackes* fines, feldspathiques ou lithiques, passant localement à des *arénites*. L'abondance des feldspaths et la présence d'éléments de roches à texture microlitique traduit une *influence volcanique* lointaine, de type probablement intermédiaire.

Il y a donc analogie entre les affleurements du Tazekka et ceux de la boutonnière des Zekkara. Dans les deux cas on observe une sédimentation détritique fine caractérisée par des pélites ou des schistes violets et verdâtres où s'intercalent des niveaux de *grauwackes* fines.

### 1.3. ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

Aucun fossile n'a encore été trouvé dans ces séries. L'attribution au Cambro-Ordovicien repose essentiellement sur des analogies de faciès et sur la position de ces terrains sous les séries datées de l'Ordovicien inférieur.

Il existe en effet une forte analogie entre ces séries du Tazekka et des Zekkara et les faciès du Cambrien moyen, décrits dans le môle côtier, en Meseta occidentale. L'épaisse série des Schistes à *Paradoxides* qui affleure en Meseta côtière (DESTOMBES et JEANNETTE, 1966 ; PIQUE, 1979), dans les Rehamna occidentaux (MICHARD et coll., 1982) et dans les Jebilet occidentales (HUVELIN, 1977), est décrite comme un ensemble de *grauwackes* fines et de shales. Un épisode volcanique y est identifié en Meseta côtière : ce sont les pyroclastites de l'Oued Rhebar (DESTOMBES et JEANNETTE, 1966) et les filons et coulées basaltiques de Sidi-Saïd - Maachou (GIGOUT, 1956). C'est cette activité volcanique qui est responsable de l'abondance des feldspaths détritiques et des éléments lithiques de laves dans les *grauwackes*. De même, dans le Maroc central (pays Zaïan), on peut mettre en évidence une activité volcanique au Cambrien moyen : des sills de diabase, des laves basaltiques en coussins sont connus dans la région de Bou-Acila et Goaïda (MORIN, 1960 ; CAILLEUX, 1983).

Un âge ordovicien inférieur n'est cependant pas à exclure entièrement. Dans la région de Rabat, des sills et des coulées basiques apparaissent en effet à la base de la série ordovicienne d'âge arénig (RAHMANI, 1978) et pourraient être corrélés avec les sills de gabbros des Zekkara. De même, dans le massif ancien de Grande Kabylie, on connaît une série à caractère volcano-détritique d'âge cambrien supérieur à Llanvirn (BAUDELLOT et GERY, 1979).

### 1.4. LE CAMBRIEN PROBABLE DE LA BOUTONNIERE DU MOUGUEUR

Les terrains antétriasiques de la boutonnière du Mougueur furent rapportés successivement au Précambrien, sur la feuille Oujda à 1/500 000e (1ère édition, 1952) ; puis au Primaire indéterminé, sur la 2ème édition de cette carte (1956) ; puis au Cambro-Ordovicien par J. CAÏA (1965). Ce n'est que récemment qu'une description détaillée de cette série paléozoïque fut faite, par EL KOCHRI (1981). Cet auteur distingue environ 1 000 mètres de sédiments essentiellement schisto-gréseux, au sein desquels il met en évidence un niveau repère de grès à Tigillites surmonté par des schistes gréseux verts à miches dolomitiques (Fig. 6). Aucun fossile n'a été trouvé dans ces séries. Cependant, des analogies de faciès avec les Jebilet occidentales et le massif ancien du J. Tichka permettent à EL KOCHRI d'attribuer aux terrains paléozoïques du Mougueur un âge cambrien inférieur à moyen.

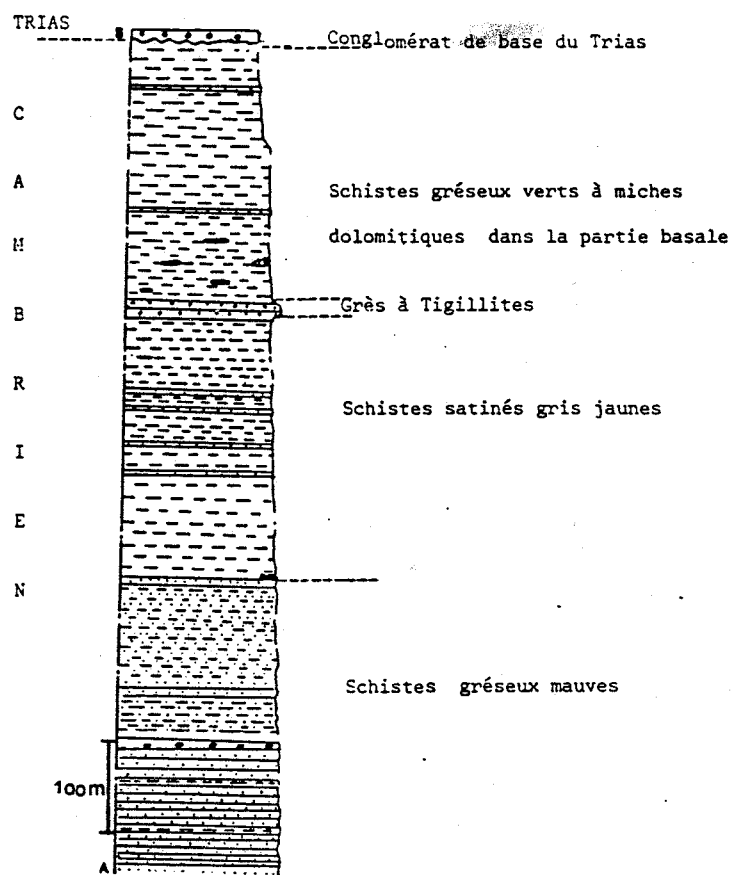


Fig. 6 - Le Cambrien de la boutonnière du Mougueur, à l'Est de Tit n'Ali (d'après EL KOCHRI, 1981).





## Chapitre II

### L'ORDOVICIEN

L'Ordovicien est soupçonné depuis longtemps dans la Meseta orientale sous les schistes à Graptolithes du Silurien : dans le massif du Tazekka (VAN LECKWIJCK et TERMIER, 1938 ; DESTOMBES, 1971 ; MORIN, 1973), dans la région d'Oujda (HUVELIN, 1970, 1977 ; OWODENKO, 1976). Sa datation paléontologique est relativement récente : dans le Tazekka (HOEPFFNER, 1977 ; RAUSCHER et coll., 1982) et dans la région d'Oujda (DESTEUCQ et FOURNIER-VINAS, 1981).

C'est dans la partie occidentale du massif du Tazekka que l'Ordovicien est le mieux représenté, aussi nous commencerons par sa description dans ce secteur.

#### 2.1. PARTIE OCCIDENTALE DU TAZEKKA

Cette partie du massif du Tazekka est caractérisée par des séries paléozoïques non métamorphiques où l'Ordovicien était soupçonné dans d'épaisses séries de grès et quartzites et d'argilites bioturbées, situées sous les schistes et phtanites du Silurien inférieur (VAN LECKWIJCK et TERMIER, 1938 ; DESTOMBES, 1971). La datation du Llanvirn (HOEPFFNER, 1977) a permis de le caractériser paléontologiquement.

La cartographie (Fig. 5) montre que les terrains ordoviciens affleurent dans toute la bordure occidentale du massif, dans les demi-boutonnières de Bou-Chfaâ, de Bab-Louta, et de Tleta-des-Zerarda, jusqu'à l'Oued El-Ahmar marquant la bordure sud du massif. Des coupes partielles ont été réalisées dans ces différents secteurs ; leur juxtaposition a permis de reconstituer le log de l'Ordovicien présenté ici (Fig. 7). Il faut remarquer qu'il n'y a pas eu de datation détaillée des différents étages. La colonne lithostratigraphique est calée vers la base par un Graptolithe indiquant le Llanvirn et au sommet par sa position au mur des phtanites du Silurien inférieur. Les coupures entre les formations décrites ci-après sont fondées uniquement sur des caractéristiques lithologiques.

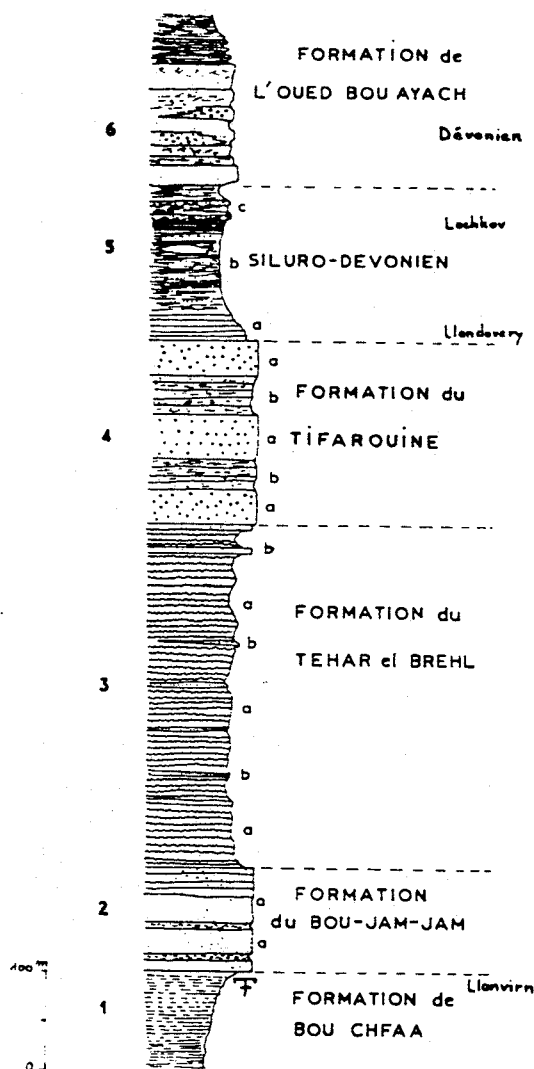


Fig. 7 - Log du Paléozoïque inférieur et moyen du Tazekka occidental.

1 : formation de Bou-Chfaâ, pélites vert-olive, micacées. 2 : formation du Bou-Jam-Jam, a : grès et grès quartzites. 3 : formation du Tehar el Brehl, a : pélites plus ou moins gréseuses, bioturbées, grises ou vert bronze. b : grès à stratifications obliques, slumps, convolutes, grès ocres, limoniteux souvent à cone-in-cone. 4 : formation du Tifarouine. a : grès grossiers, microconglomératiques. b : grès finement lités et grès ocres micacés. 5 : Siluro-dévonien. a : grès en plaquettes, phtanites. b : pélites noires, grès scoriacés, lentilles gréseuses. c : pélites verdâtres et violacées, bancs gréseux à slumps et convolutes. 6 : formation de l'Oued Bou Ayach, arénites et grauwackes à plantes, microbrèches, flysch.

### 2.1.1. LA FORMATION DE BOU-CHFAÂ

Affleure dans le secteur du Douar Bou-Chfaâ ( $x = 601,8$   $y = 389,9$  carte Tahala, 1/50 000e), à la faveur d'un pli anticlinal.

Cette formation comprend essentiellement des pélites micacées de teinte vert-olive ou gris-verdâtre. Le litage est très fin, souligné par des lits clairs, silteux ne dépassant guère 3 à 5 mm, et des lits argileux centimétriques à millimétriques finement rubanés. La stratification des lits silteux est irrégulière, interrompue par des phénomènes de bioturbation et des phénomènes diagénétiques (figures de charges, fluage des niveaux argileux, pistes de vers).

Les niveaux silteux sont constitués de grains de quartz recristallisés (40 à 50 $\mu$ ) et de micas détritiques de type chlorite vert-pâle ou oxychlorite de teinte rouille (60 à 70 $\mu$ ) dont les clivages sont parallèles à la stratification. Les niveaux d'argilites comprennent des lits de quelques millimètres constitués d'un empilement de lamelles de chlorite vert-pâle de 100 à 120 $\mu$  et d'oxychlorite rouille, et des lits à granulométrie très fine : argiles et grains de quartz de taille inférieure à 40 $\mu$ .

L'épaisseur de cette formation n'est pas connue, 50 m environ sont visibles.

Un gisement de Graptolithes a été découvert à sa partie supérieure, sous les quartzites formant le Jebel Bou-Jam-Jam ( $x = 601,5$   $y = 389,1$ ). Il s'agit de *Corymbograptus retroflexus* (PERNER) [S. WILLEFERT], indiquant la base de Llanvirn.

Il est possible que l'Arénig soit représenté dans cette formation de Bou-Chfaâ. Le faciès des argilites est très voisin de celui des terrains de la région d'Oujda datés de l'Arénig-Llanvirn (DESTEUCQ et FOURNIER-VINAS, 1981). Les datations palynologiques effectuées (MARHOUMI, 1984) semblent confirmer cette éventualité.

### 2.1.2. LA FORMATION DE BOU-JAM-JAM

Le nom de cette formation est tiré de la Koudiat Bou-Jam-Jam située dans le secteur du Douar Bou-Chfaâ. Il s'agit de 80 à 150 m de quartzites et grès-quartzites formant un bon niveau repère ; celui-ci affleure largement dans la boutonnière de Bou-Chfaâ où il dessine des replis anticlinaux et synclinaux. On le retrouve plus au Sud dans la demi-boutonnière de Bab-Louta où il souligne l'anticlinal de la Koudiat-Srija (Fig. 8 et 9).

Cette formation est constituée de quartzites et de grès-quartzites. On peut distinguer un niveau de base de 10 à 20 m d'épaisseur avec des quartzites beiges ou rouge-violacés se débitant en bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur. Ce niveau est surmonté par 15 m de grès micacés bioturbés grisâtres en petits bancs de 2 à 5 cm parcourus de nombreux terriers. Au-dessus affleure la masse quartzitique principale : sur 30 m les grès-quartzites forment des bancs de 70 à 80 cm se débitant en lits de 5 à 10 cm, des interlits de quelques centimètres de grès micacés sont toujours observables. Jusqu'au sommet de la formation à la Koudiat Bou-Jam-Jam, les quartzites forment des bancs massifs de 40 cm d'épaisseur, où l'on peut observer des phénomènes de slumpings et des boules de sable.

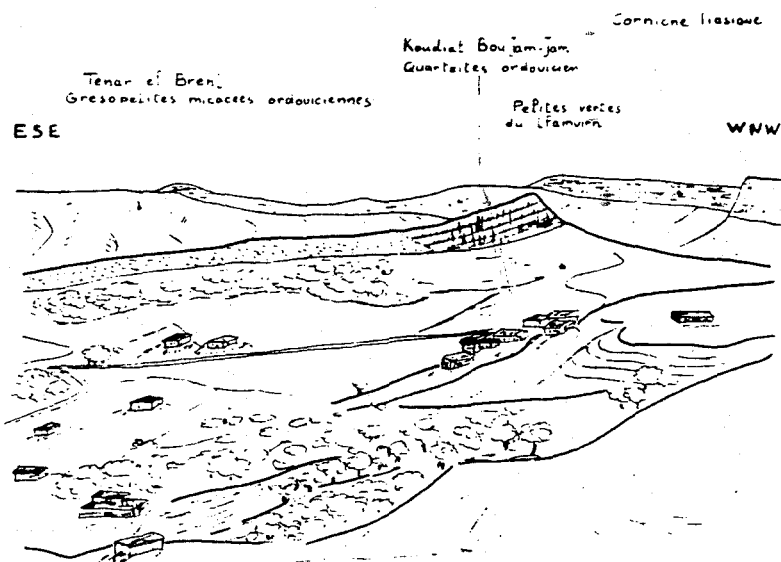


Fig. 8 - Panorama du secteur du douar Bou-Chfaâ à l'extrémité Nord de la partie occidentale du Tazekka.

Les quartzites sont à grain fin, bien recristallisés (grains de 70 à 100 $\mu$  environ). Des micas détritiques de 150 à 250 $\mu$  soulignent une stratification irrégulière. Ils sont particulièrement abondants vers le haut de la formation. On note également la présence de grains dispersés de tourmaline et d'épidote pistacite. La teinte rouge de certains niveaux, surtout à la base de la formation, est due à la présence de grains d'hématite. Le ciment, argileux, est recristallisé en micas blancs de très petite taille rassemblés à la limite des grains de quartz.

Au toit de la formation on observe des grès en plaquettes millimétriques avec des passées microconglomératiques à galets pélitiques.

#### 2.1.3. LA FORMATION DU TEHAR-EL-BREHL

Cette formation tire son nom de la Koudiat Tehar-el-Brehl ( $x = 603,1$   $y = 388,5$ ). Elle est largement représentée sur toute la bordure occidentale du massif du Tazekka, c'est un ensemble essentiellement pélitique de 300 à 400 m d'épaisseur reposant en concordance sur les quartzites de la formation du Bou-Jam-Jam.

A la base on peut observer 5 à 10 m de pélites micacées à petits niveaux gréseux millimétriques très bioturbés riches en pistes millimétriques et terriers. Ce niveau de teinte violacée affleure toujours au toit des quartzites. Il est bien visible dans le secteur de la demi-boutonnière de Bou -Chfaâ et plus au Sud à la Koudiat Srija.

Au-dessus de ce niveau affleure une épaisse formation de pélites vert-olive ou grisâtre. On peut distinguer des faciès plutôt argileux, où de minces lits de silts soulignent la stratification, et des faciès pélitiques très micacés où abondent les niveaux millimétriques gréseux fortement bioturbés. Des lits de 2 à 5 cm de grès limoniteux présentant souvent un faciès *cone-in-cone* sont observables dans l'ensemble de la formation.

A divers niveaux, mais plus particulièrement vers le sommet de la formation, apparaissent des bancs lenticulaires de 50 cm à 1 m d'épaisseur, de grès à stratifications obliques et slumping, dont la base montre souvent de belles figures de courant.

#### 2.1.4. LA FORMATION DU JBEL TIFAROUINE

Il s'agit d'une formation essentiellement gréseuse et quartzitique terminant la série ordovicienne. Elle affleure principalement au Sud de Tleta-des-Zerarda, où elle constitue des crêtes quartzitiques. L'épaisseur de cette formation atteint en moyenne 300 m. On peut cependant mettre en évidence des variations latérales de la puissance de ces séries quartzitiques. De Tleta-des-Zerarda jusqu'à la terminaison sud de la boutonnière du Tazekka, cette formation est découpée par la tectonique hercynienne en deux ou trois écailles conduisant localement au triplement de la série ordovicienne. Cartographiquement (Fig. 9) on peut distinguer d'Ouest en Est, l'écaille du Jebel Aflig, l'écaille du Jebel Tifarouine et une troisième écaille disparaissant par laminage le long de l'accident limitant l'Unité de Bab-Azhar. L'épaisseur de la formation quartzitique varie dans ces écailles : 200 m environ dans celle du Jebel Aflig, 300 m environ dans celle du Jebel Tifarouine et 100 m environ dans la troisième écaille. C'est dans l'écaille du Jebel Tifarouine que l'épaisseur est maximum. On peut y distinguer deux ou trois barres de grès en bancs massifs alternant avec des grès plus finement lités. Les interbancs sont formés par des grès micacés en plaquettes contenant parfois

des galets de schistes noirs micacés correspondant à des phénomènes d'auto-remaniement, on peut également distinguer dans les vires séparant les bancs de grès grossiers des niveaux de 3 à 4 m de pélites micacées fines, violacées, où s'intercalent des niveaux lenticulaires, décimétriques de grès présentant des figures de charges et des convolutes. Le caractère détritique est nettement accusé avec des grès grossiers, des niveaux microconglomératiques et des grès à galets de pélites.

Ces faciès microconglomératiques sont constitués essentiellement par des grains de quartz bien arrondis de 200 à 600 $\mu$  présentant une auréole de nourrissage. On note également la présence de grains de quartzite à structure granoblastique et de très rares éléments de pélites. La matrice est un grès fin constitué de quartz de 20 à 70 $\mu$ . Le ciment est argileux et ferrugineux.

Ces niveaux marquent la fin de l'Ordovicien dans le Tazekka occidental. Ils sont surmontés par les phthanites et les pélites à Graptolithe du Llandovery.

## 2.2. LES SCHISTES DU TAZEKKA ET L'UNITE DE BAB-AZHAR

Je regroupe dans le même paragraphe ces deux ensembles qui se présentent en général sous le même faciès de pélites ou de schistes vert-olive. A la suite des travaux de MORIN ils étaient d'ailleurs regroupés sous le terme de Schistes du Tazekka (au sens large) et attribués au Carbonifère (Carte géologique du Maroc à 1/500 000, 1956).

### 2.2.1. L'UNITE DE BAB-AZHAR












L'unité de Bab-Azhar (HOEPFFNER, 1978) tire son nom de la Maison Forestière située au NW du massif (Fig. 9). Cartographiquement, elle forme une bande étroite au Nord, s'élargissant progressivement vers la terminaison SW de la bouctonnière ; elle sépare le domaine occidental de celui, oriental, des Schistes du Tazekka, les contacts entre les différents ensembles étant toujours tectoniques.

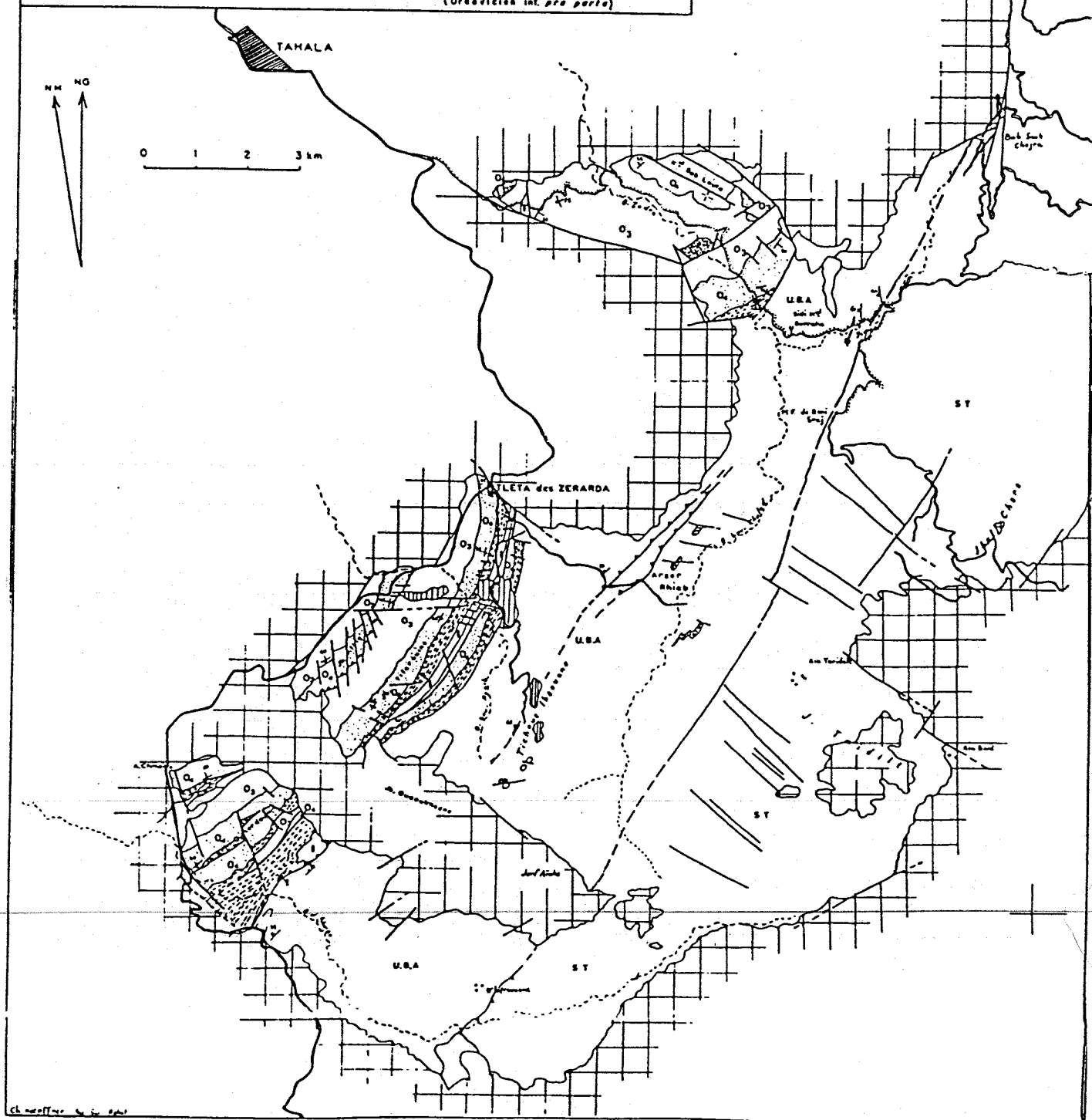
On peut distinguer dans cette unité de Bab-Azhar des pélites verdâtres ou grises à niveaux silteux millimétriques, des psammites plus ou moins bioturbées (Fig. 10), des niveaux de grès lenticulaires à figures de charge, des lentilles centimétriques de grès à faciès *cone-in-cone*. Enfin un niveau de grès-quartzite de 4 à 5 mètres d'épaisseur, lenticulaire, s'intercale dans cette série essentiellement pélitique ; on peut l'observer dans les secteurs de Sidi-Mohammed-Berraho, d'Arzer-Rhiab et du Tichout-Ibaouene (Fig. 9).

D'après les analogies de faciès avec les séries de la partie occidentale du massif j'avais admis qu'un âge ordovicien pourrait être envisagé pour l'Unité de Bab-Azhar. Ceci a été confirmé par la découverte d'associations d'Acritarches dans deux échantillons provenant de la partie centrale et de la partie sud de l'Unité de Bab-Azhar. Ces acritarches indiquent un âge ordovicien inférieur : Arénig-Llanvirn (CHAKIR, 1983).

Ceci montre donc qu'une partie au moins de l'Unité de Bab-Azhar est l'équivalent des séries du Tazekka occidental : la série de Bou-Chfâa datée du Llanvirn

Fig. 9, 10: CARTE GEOLOGIQUE DE LA  
BORDURE OCCIDENTALE DU  
TAZEKKA

- |  |   |            |
|--|---|------------|
|  Alluvions récentes   |  Formation du Tiferouine<br>Grès, quartzites   | ORDOVICIEN |
|  Basaltes plio quaternaires                                       |  Formation du Taher el Braht<br>Pâtes micacées bioturbées                                      |            |
|  Couverture secondaire<br>(Trias, Jurassique)                     |  Formation du Bou Jam Jam<br>Quartzites  |            |
|  Formation de l'Oued bou Ayach<br>Devonien - Arenites, grauwackes |  Formation de Bou Chfou<br>Pâtes vertes (Arenig-Llanvirn)                                      |            |
|  Siluro Lechovien<br>Argilites à Graptolites                      |  Unité de Bab Azher<br>Schistes vert olive (Arenig-Llanvirn)                                   |            |
|  |  Unité des Schistes du Tazekka<br>Schistes de vin et vert olive<br>(Ordovicien int. pro parte) |            |



par un Graptolithe et la série du Tehar-el-Brehl avec laquelle les analogies de faciès sont très nombreuses.

Il faut remarquer que l'on ne retrouve pas dans cette unité les niveaux de quartzites bien développés par contre dans la zone occidentale.

Enfin, d'après la monotonie et l'homogénéité des faciès au sein de cette unité, il est très probable que seul l'Ordovicien y soit représenté, et sous réserve de découvertes paléontologiques nouvelles je pense que l'âge Carbonifère précédemment admis doit être abandonné.

#### 2.2.2. LES SCHISTES VERT-OLIVE DU TAZEKKA

Les schistes vert-olive occupent la plus grande partie du centre et du NE du massif du Tazekka. Les faciès sont extrêmement monotones : ce sont des pélites vertes interrompues par des niveaux de silites claires centimétriques ou millimétriques à laminations obliques. Ces niveaux de silites sont souvent discontinus évoquant la structure en "flaser bedding".

Ces schistes vert-olive ont longtemps été considérés d'âge carbonifère à la suite de la découverte de plantes dans la partie nord du massif (MORIN, 1948a) et leur analogie de faciès avec les schistes de Debdou-Mekam riches en débris de plantes flottées et datés alors du Tournaisien-Viséen inférieur (MEDIONI, 1967 ; 1980), puis récemment du Dévonien (MARHOUMI, 1984).

Les données palynologiques récentes infirment cependant cette attribution au Carbonifère. Des échantillons récoltés en divers points du massif (Fig. 5) ont fourni une association d'Acritarches indiquant un âge arénig-llanvirn (RAUSCHER *et al.*, 1982 ; MARHOUMI, 1984). Les schistes vert-olive sont donc l'équivalent des séries de base de la partie occidentale du massif ainsi que des schistes de l'Unité de Bab-Azhar. Vu la monotonie des faciès et l'importance des déformations hercyniennes, il est difficile d'établir un log de ces schistes du Tazekka et d'en évaluer l'épaisseur. Il semble, dans l'état actuel des connaissances, qu'un âge ordovicien inférieur soit le plus probable pour l'ensemble des schistes vert-olive.

Je n'ai pu retrouver les gisements à plantes signalés par MORIN, leur extension étant probablement modeste. Ils signifient cependant qu'il existe au sein des schistes du Tazekka -essentiellement ordoviciens- des lambeaux de terrains plus récents, probablement du type schistes de Debdou-Mekam dont certains faciès épimétamorphiques ressemblent effectivement beaucoup aux schistes vert-olive du Tazekka. Ces lambeaux seraient en position tectonique ou bien indiqueraient la discordance du Dévonien de type Debdou-Mekam sur l'Ordovicien du Tazekka.

#### 2.3. LA BOUTONNIERE DE BSABIS

Cette boutonnière ouverte dans les calcaires jurassiques du causse de Se-frou est située à environ 30 Km au SW du massif du Tazekka dont elle constitue le prolongement.

L'Ordovicien y affleure largement en deux ensembles séparés par un contact anormal correspondant au prolongement du contact entre les séries du Tazekka occidental et l'Unité de Bab-Azhar. (Fig. 11).

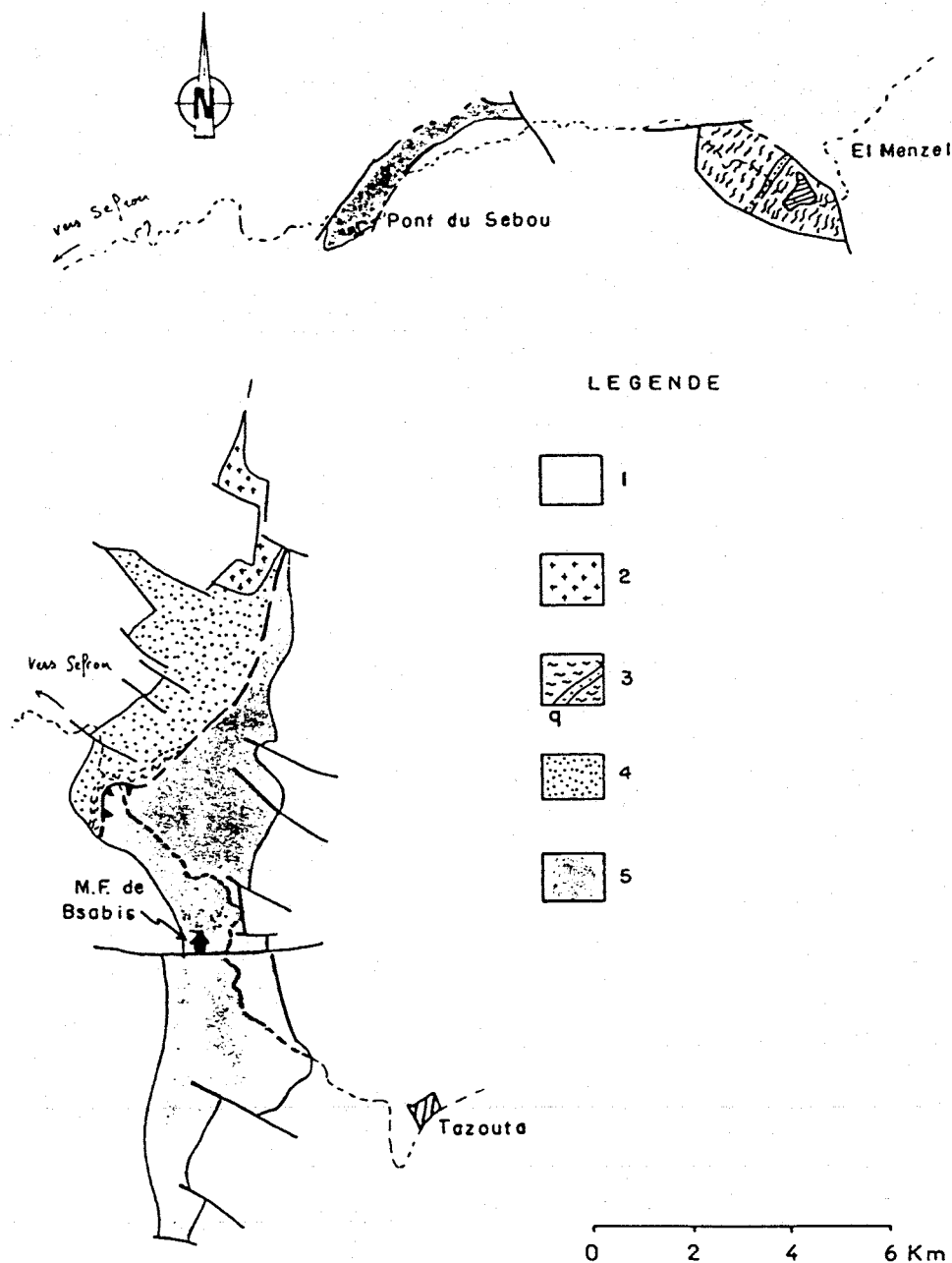


Fig. 11 - Carte géologique schématique des boutonnières de Bsabis et El-Menzel, d'après A. CHARRIERE. 1 : couverture post-paléozoïque. 2 : microgranite de Bsabis. 3 : Siluro-Lochkovien. 4 : quartzites d'El-Menzel. 5 : Ordovicien, grés-pélites du NW de Bsabis. 6 : Ordovicien inférieur (Arénig-Llanvirn) : psammites bioturbées, schistes verts.



### 2.3.1. LE NORD-OUEST DE LA BOUTONNIERE

La partie NW de la boutonnière (Fig. 11) est constituée par des pélites gréseuses gris-clair et des pélites grises ou noires à micas détritiques abondants, où sont interstratifiés des petits bancs centimétriques. Vers le haut, les pélites passent à des niveaux d'argiles à dragées de quartz où s'interstratifient des niveaux lenticulaires de 10 à 20 cm maximum de grès microconglomératiques.

Ces faciès rappellent l'Ordovicien supérieur (ASHGILL), principalement à cause du faciès des argiles microconglomératiques bien développé au Maroc à cette époque (DESTOMBES, 1971) et surtout par leur position au mur de schistes siliceux noirs en plaquettes, à Graptolithes du Llandovery (LEVEQUE, 1952 ; CHARRIERE, 1983).

### 2.3.2. LA PARTIE EST DE LA BOUTONNIERE

Toute la partie orientale et sud-orientale de la boutonnière, depuis la maison forestière de Bsabis au Sud jusqu'aux affleurements du pont sur l'Oued Sebou au Nord, est constituée de pélites micacées vert-olive ou vert-bronze parfois grises. Il s'agit d'une alternance très monotone de niveaux argileux et de silts en lits millimétriques souvent interrompus par des phénomènes de bioturbation. Ces sédiments sont riches en micas détritiques ; on y observe souvent des lentilles décimétriques de grès limoniteux à faciès *cone-in-cone* surtout abondants près du contact anormal entre les pélites vertes et l'Ordovicien du NW de la boutonnière (route de Tazouta x = 564,5 y = 348). Par leur faciès, ces pélites rappellent beaucoup les niveaux d'âge arénig-llanvirn dans le Tazekka occidental et dans l'Unité de Bab-Azhar. Ils ont également livrés des Acritarches de cet âge (CHARRIERE, 1983).

## 2.4. L'ORDOVICIEN DE LA REGION D'OUJDA

Les terrains ordoviciens sont également représentés dans la région d'Oujda. Ils affleurent dans les boutonnières de Beni-Oukil ou Koudiat-Touila, des Zekkara, de Guennfouda et de Jorf Ouazzène (Fig. 12).

Ces terrains ont comme caractéristique d'être extrêmement disloqués par une tectonique tangentielle en partie synsédimentaire (Chap. 5). Le caractère fragmentaire des coupes ainsi observables est encore accentué par la faible superficie des boutonnières.

Dans la boutonnière des Zekkara, au-dessus des grès rouges à lamination (cf. chap. 1) encore attribués au Cambro-Ordovicien, affleurent sur environ 400 m des pélites micacées bioturbées de teinte vert olive où s'intercalent des niveaux lenticulaires de grès fins de 1 à 5 cm d'épaisseur.

Cette formation pélitique est interrompue vers le Sud par un contact anormal N 100 à pendage sud, jalonné de copeaux de calcaire dévonien. Au Sud de ce contact on retrouve des pélites verdâtres micacées de faciès identique à celles situées au Nord de l'accident, elles sont disposées en écaillés tectoniques séparées par des lames d'olistostromes (voir chap. Tectonique).

Si les terrains affleurant au Nord de l'accident étaient attribués à l'Ordovicien depuis longtemps (OWODENKO, 1976 ; VALIN, 1979), les terrains situés au Sud avaient été définis par VALIN (1979) comme une formation silto-schisteuse chaotique d'âge viséen inférieur. Cependant la découverte d'Acritarches

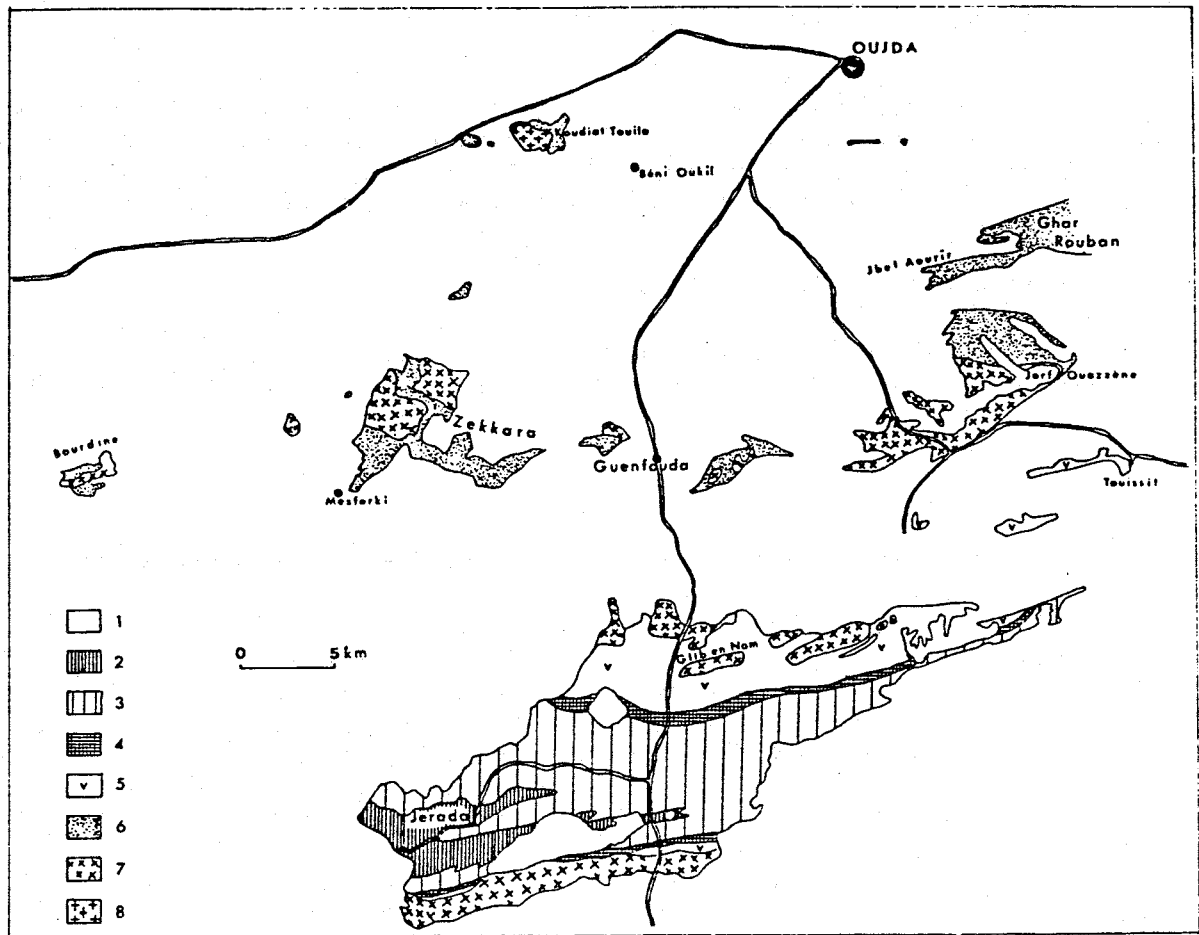


Fig. 12 - Les affleurements paléozoïques de la région d'Oujda d'après OWODENKO (1976). 1 : couverture post-paléozoïque. 2 : Westphalien C du bassin de Jerada. 3 : Westphalien A et B. 4 : Namurien. 5 : Viséen supérieur. 6 : terrains antéviséens, essentiellement Ordovicien, Silurien et Dévonien. 7 : magmatisme carbonifère, complexe volcano-sédimentaire du synclinal de Jerada et de Jorf Ouazzène, granodiorites des Zekkara. 8 : granite tardihercynien de Koudiat Touila.

dans ces terrains (DESTEUCQ et FOURNIER-VINAS, 1981) permet de les dater de l'Arénig inférieur moyen à Llanvirn confirmant ainsi les attributions de HUVELIN (1970).

Les Zekkara sont donc essentiellement formées de terrains pélitiques d'âge ordovicien inférieur à moyen découpés en écaillés dans la partie sud et reposant au Nord sur des séries plus anciennes attribuées au Cambro-Ordovicien.

Le faciès de ces terrains est classique ; il s'agit d'une alternance millimétrique de lits gréseux et pélitiques. Les niveaux gréseux ou silteux sont irréguliers, souvent interrompus par la bioturbation. Les niveaux pélitiques sont caractérisés par l'abondance de baguettes flexueuses de muscovite ou de chlorite rouille de 250 à 300  $\mu$  disposées en lits dans un sédiment argilo-quartzueux cryptocristallin où s'observent de rares grains de quartz isolés, allongés selon le litage.

Il s'agit d'une sédimentation semblable à celle observée à la même époque dans le Tazekka et dans la partie SE de la boutonnière de Bsabis.

Dans les boutonnières de Guennfouda Est, de Jorf Ouazzene et de Beni Oukil s'observent, en plus des pélites micacées, des niveaux de grès et de quartzites appartenant vraisemblablement à l'Ordovicien supérieur d'après leur faciès et leur position au mur des phtanites du Llandovery (Fig. 13).

A Guennfouda OWODENKO (1976) signale dans deux coupes, des grès quartzites alternant avec des schistes gréseux, l'ensemble pouvant atteindre près de 200 m d'épaisseur. Il s'agit de grès et de grès quartzite en bancs massifs de 70 à 80 cm d'épaisseur alternant avec des grès micacés assez bien lités et quelques bancs centimétriques à "sand ball". De cachet ordovicien, ces grès et grès quartzites forment un olistolite kilométrique en contact anormal avec un olistostrome contenant des blocs de phtanites du Llandovery moyen.

A Jorf Ouazzène, on retrouve des séries à cachet ordovicien supérieur. A l'Aïn Roula, au-dessus de pelites micacées verdâtres, affleurent quelques mètres de grès-quartzites surmontés par un mince niveau d'argiles microconglomératiques déjà signalées par HUVELIN (1970, 1977), et qui sont probablement à rapporter à l'Ashgill car situés sous des niveaux de phtanites du Silurien. A environ 1 km à l'Ouest de ces affleurements de l'Aïn Roula, à gauche de la piste allant vers Sidi Yahia on retrouve au-dessus de pélites vertes micacées, près de 200 m de grès et grès quartzites qui précèdent les phtanites siluriennes affleurant largement au point coté 1 022 m. Là encore les différents affleurements dont très dilacérés et correspondent à des blocs ou lames glissés. Il n'est pas possible d'établir des corrélations certaines. Tout ce que l'on peut dire c'est qu'il s'agit d'un même ensemble gréseux de l'Ordovicien supérieur d'épaisseur variable qui est découpé par une tectonique précoce, probablement synsédimentaire (Voir chap. Tectonique).

A la Koudiat Touila, petite boutonnière située à une vingtaine de km à l'Ouest d'Oujda en bordure de la route principale Fès-Oujda. HUVELIN (1970, 1977) décrit au-dessus de 400 m de psammites (pélites micacées, bioturbées) légèrement métamorphisées par le pointement granitique affleurant à l'Ouest de la boutonnière, une barre gréseuse d'environ 20 m de puissance au point 855 diminuant d'épaisseur vers le Sud. Ces grès sont surmontés par les phtanites du Llandovery (OWODENKO, 1976). Localement, entre les grès et les phtanites, on peut observer quelques mètres de schistes vert-bronze équivalents probables des schistes à "grains de quartz ronds" et des microconglomérats signalés par HUVELIN (1977).

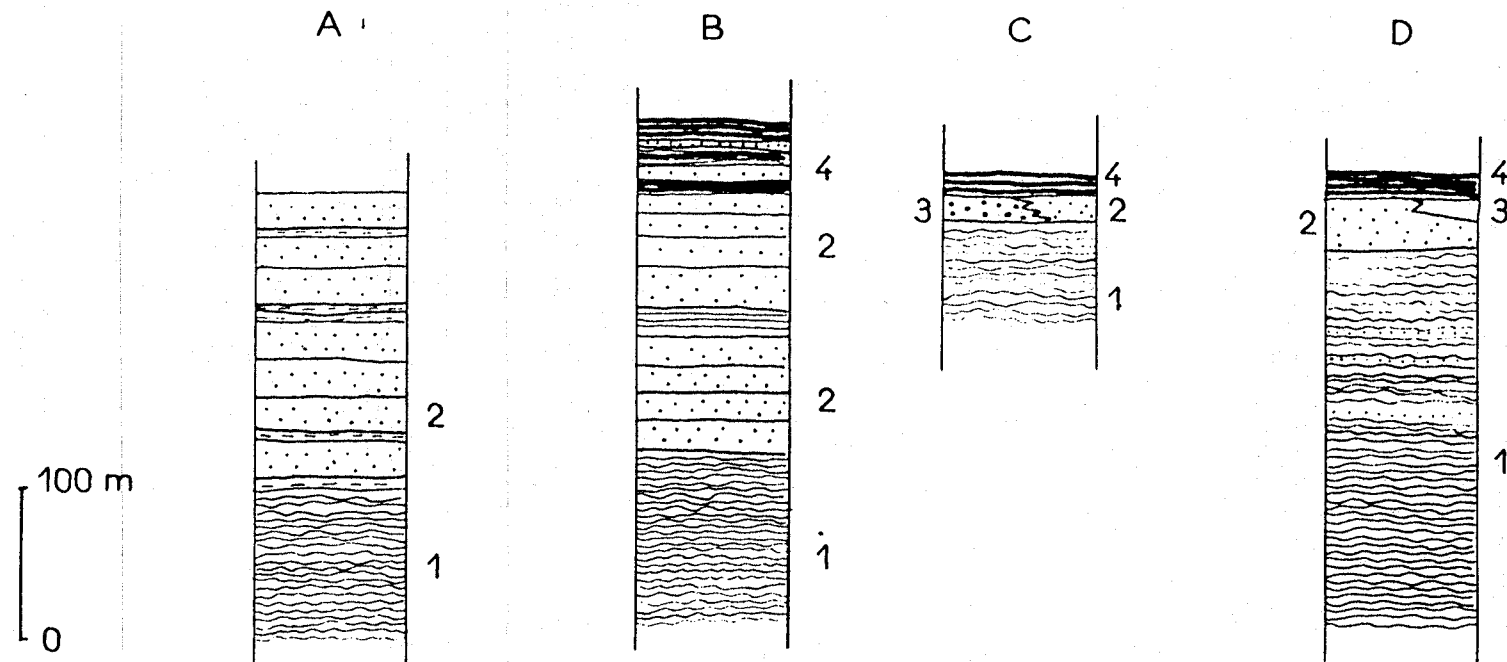


Fig. 13 - L'Ordovicien dans la région d'Oujda. A : boutonnière de Guennfouda E. B : boutonnière de Jorf Ouazzène (écarte du point coté 1022 m). C : Jorf Ouazzène (Aïn Rhoula). D : Koudiat Touila. 1 : pélites micacées, bioturbées, verdâtres. 2 : quartzites. 3 : grès et argiles microconglomératiques. 4 : Silurien, phanites et schistes noirs à Graptolites.

L'Ordovicien de la région d'Oujda est donc caractérisé par un ensemble pélitique d'âge arénig inférieur à llanvirn, bien représenté dans la boutonnière des Zekkara. La sédimentation détritique plus grossière, représentée par des grès et grès-quartzites, semble pouvoir être attribuée à des niveaux d'âge plutôt ordovicien supérieur d'après la présence des niveaux microconglomératiques et leur position sous les phanites siluriens. Les éléments de coupes observables appartenant à des blocs ou olistolites, il est délicat de vouloir tenter des corrélations. Il ressort malgré tout en ce qui concerne l'Ordovicien supérieur, des variations d'épaisseur, les grès passant de quelques mètres à Jorf-Ouazzène, à 20 m à Koudiat-Touila, 100 à 200 m à Guennfouda et Jorf-Ouazzène (Fig. 13).

## 2.5. L'ORDOVICIEN DES NAPPES ORIENTALES

Il est intéressant de comparer l'Ordovicien de Meseta orientale aux séries de même âge décrites dans la partie est du Maroc Central ainsi que dans les Jebilet orientales. Ces deux régions constituant une partie du domaine des Nappes orientales (MICHARD, 1976), caractérisé par la mise en place au Viséen supérieur de nappes de glissement synsédimentaires. L'Ordovicien forme ainsi la nappe des Jebilet orientales (HUVELIN, 1967 ; 1977), la nappe de Khénifra (ALLARY *et al.*, 1972), l'Unité C des nappes de Ziar-Mrirt (RIBEYROLLES, 1972), unité qui se prolongerait probablement vers le NE dans la région d'Azrou (BOUABDELLI *et al.*, 1983).

La fig. 14 donne une série de logs de l'Ordovicien en différents secteurs de ce domaine des Nappes orientales.

### 1. Dans la région d'Azrou

Des observations effectuées au Nord d'Azrou le long de la route de Ben Smim, au Jebel Akrab (feuille Azrou à 1/50 000e) permettent de relever la succession de pélites gréseuses micacées et bioturbées, surmontées de pélites noires puis de sédiments détritiques : grès et argiles microconglomératiques (Fig. 14a). Bien que non fossilifère cet ensemble est probablement à rattacher à l'Ashgill, de par la présence des faciès de grès et d'argiles microconglomératiques et sa position sous les schistes noirs du Silurien (Carte géologique El Hajeb, 1/100 000e).

Au SW d'Azrou, le long de la route principale de Fès à Marrakech, les secteurs de Kaouana, Chellout et Ikhfoujana (Feuille Aïn Leuh, 1/50 000e) permettent à BOUABDELLI (1982) de décrire un Ordovicien supérieur constitué de schistes noirs argileux et de schistes gréseux, se terminant par des argiles microconglomératiques couronnées à leur tour par un niveau de grès-quartzite et une alternance rythmique de schistes et de grès (Fig. 14b-c). La présence des argiles microconglomératiques permet à BOUABDELLI (op. cit.) d'attribuer à l'Ashgill le sommet de cette série. Notons l'épaisseur importante (300 m maximum) prise ici par les argiles microconglomératiques.

### 2. Dans la région de Mrirt

RIBEYROLLES (1972) définit l'Unité C comme une nappe de glissement synsédimentaire mise en place au Viséen supérieur et essentiellement constituée de matériel ordovicien. Il distingue ainsi une épaisse série (600 m) de schistes micacés sombres alternant avec des bancs psammitiques et des grès à patine rousse ; cette série se termine par des quartzites microconglomératiques

(Fig. 14 d). Cette série ordovicienne a livré dans les faciès schisteux des Trilobites de l'Ordovicien supérieur, probablement Caradoc (DESTOMBES, 1971 ; RIBEYROLLES, 1972). Les grès et quartzites grossiers terminant la série seraient de l'Ashgill (DESTOMBES, 1971).

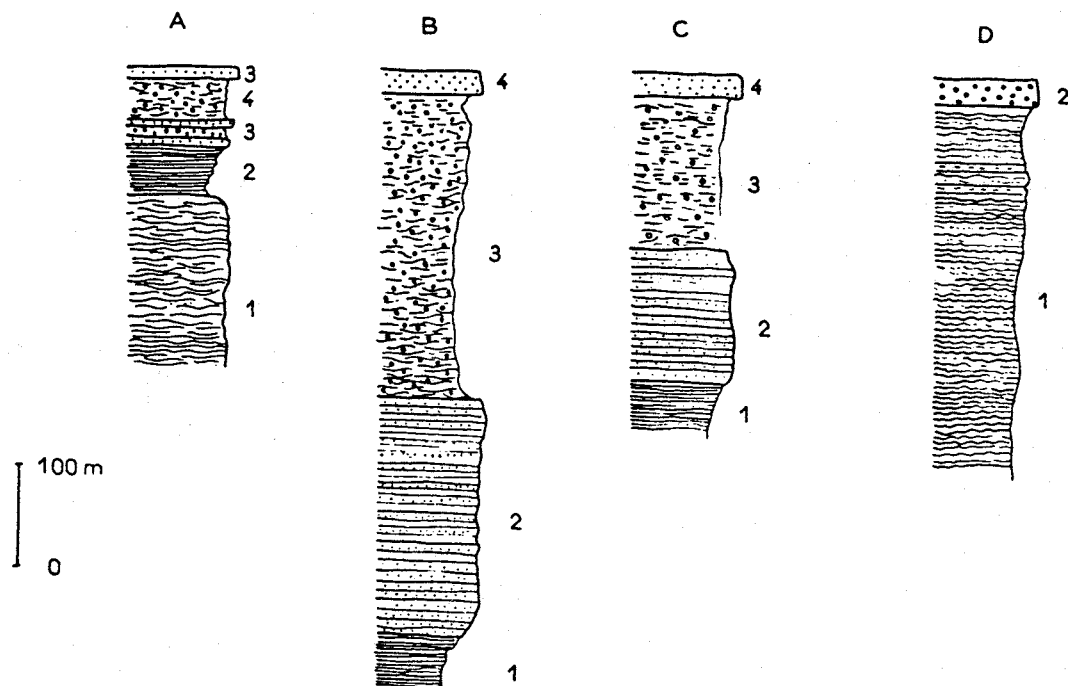


Fig. 14 - L'Ordovicien supérieur du NE du Maroc central

A : NE d'Azrou, route de Ben-Smim (Aïn Akhreb) ; 1 : pélites micacées, bioturbées, psammites ; 2 : schistes noirs, micacés ; 3 : quartzites et grès microconglomératiques ; 4 : argiles microconglomératiques. B et C : SW d'Azrou, secteurs de Chellout (B) et de Kaouana-Ikhfoujana (C) [d'après BOUABDELLI, 1982] ; 1 : schistes noirs ; 2 : schistes gréseux ; 3 : argiles microconglomératiques ; 4 : quartzites. D : Unité C des nappes de Ziar-Mrirt (d'après RIBEYROLLES, 1972) ; 1 : schistes gréseux micacés, sombres, niveaux gréseux à patine rousse ; 2 : quartzites microconglomératiques.

### 3. Dans les Jebilet orientales (Fig. 15)

L'Ordovicien de la nappe des Jebilet orientales étudié par HUVELIN (1977) se présente sous l'aspect d'une épaisse série de 800 à 900 m d'épaisseur comprenant essentiellement deux ensembles. *L'ensemble inférieur* est constitué de sédiments fins, argileux : schistes gréseux, micacés, schistes psammiteux (Fig. 15a, b). Dans les unités les plus orientales (coupe du Jebel Dzouz, Fig. 15c), cet ensemble inférieur s'enrichit en niveaux de grès à Tigillites. Les fossiles trouvés dans cet ensemble pélitique ne peuvent être positionnés avec précision dans les logs, ce sont des Graptolithes indiquant que la série serait comprise entre le Llanvirn et le Llandeilo ou le Caradoc. *L'ensemble supérieur* est caractérisé par une sédimentation détritique plus grossière où dominent les grès, les quartzites et des grès et argiles microconglomératiques. Les variations d'épaisseur sont importantes d'une coupe à l'autre : quelques mètres à la Koudiat es Sfahi, jusqu'à 200 m au Jebel Dzouz (Fig. 15a, b). Ces niveaux détritiques situés sous les argilites à Graptolithes du Silurien renferment essentiellement des Trilobites, des Bryozoaires permettant leur attribution au Caradoc ou à l'Ashgill, et des Brachiopodes caractérisant l'Ashgill supérieur dans l'Anti-Atlas (HUVELIN, 1977).

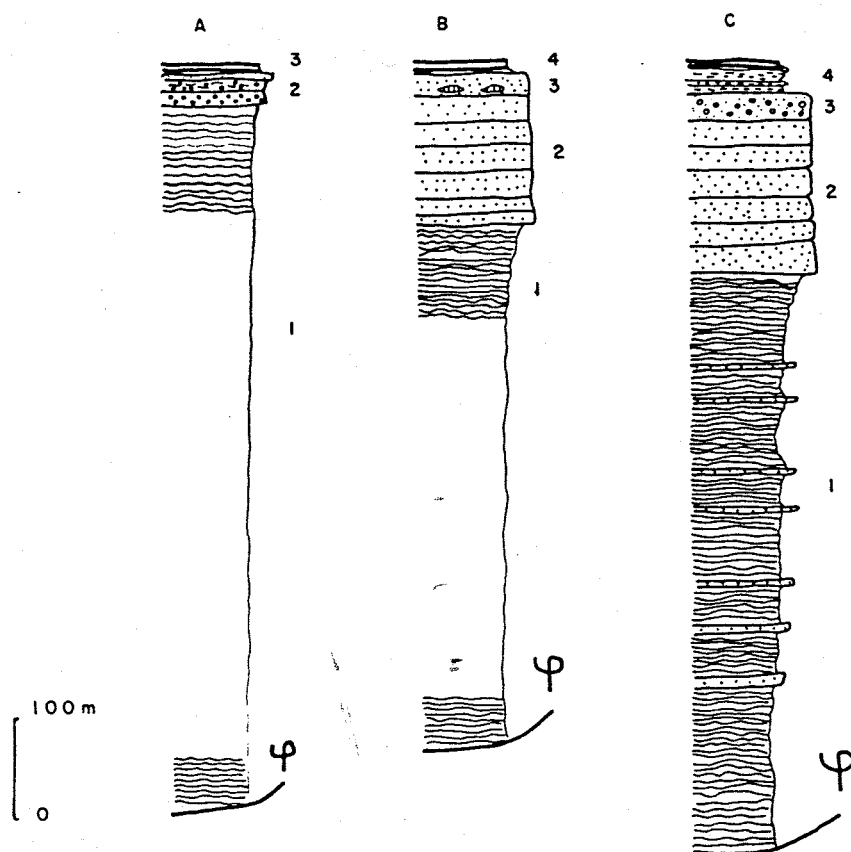


Fig. 15 - L'Ordovicien des nappes des Jebilite orientales (d'après HUVELIN, 1977).

A : Koudiat Es-Sfahi ; 1 : schistes gréseux, micacés, à pistes (Caradoc p.p.) ; 2 : grès et argiles microconglomératiques ; 3 : phtanites siluriens. B : Jebel Smaha ; 1 : schistes psammiteux et psammites ; 2 : grès ; 3 : niveaux à miches carbonatées ; 4 : schistes argileux et phtanites siluriens. C : Jebel Dzouz ; 1 : schistes argileux, micacés, niveaux à lentilles calcaires à cone in cone, grès (Llanvirn à Llandeilo-Caradoc) ; 2 : grès à miches calcaires ; 3 : grès et argiles microconglomératiques ; 4 : schistes argileux verdâtres.  $\Psi$  / contact anormal de base de nappe.

## 2.6. CONCLUSIONS

La comparaison des différents "logs" montre qu'il y a une grande similitude de faciès des terrains ordoviciens depuis les Jebilet orientales jusqu'à Oujda. On retrouve toujours une série inférieure essentiellement argileuse caractérisée par une sédimentation fine : pélites micacées plus ou moins bioturbées, psammites, localement enrichie en niveaux de grès ou grès-quartzites (Tazekka). D'après les données paléontologiques cette série débute à l'Arénig supérieur - base du Llanvirn (Jebilet, Bsabis, Tazekka, Zekkara) et s'étendrait jusqu'au Llandeilo - Caradoc (Jebilet). Son épaisseur est toujours importante, de l'ordre de 600 mètres.

La série supérieure est caractérisée par la richesse en apports détritiques plus grossiers, avec en particulier des grès et des argiles microconglomératiques dont l'épaisseur est très variable (quelques mètres à 200 m) d'un secteur à un autre. Cette série n'est datée paléontologiquement que dans les Jebilet et la région de Mrirt. Son âge est compris entre le Caradoc et l'Ashgill. Le faciès des grès microconglomératiques, d'origine glaciaire aurait une extension temporelle plus grande en Meseta que dans l'Anti-Atlas où il est limité à l'Ashgill supérieur (DESTOMBES, 1971).



### Chapitre III

## LE SILURO-LOCHKOVIENT

Le Silurien et le Lochkovien sont envisagés ici dans le même chapitre car ils constituent un même ensemble sédimentaire, caractérisé essentiellement par une sédimentation très fine d'argilites noires à Graptolithes.

Le Silurien est largement répandu en Meseta orientale. L'abondance des Graptolithes dans les schistes noirs explique que ce fut un système mis très tôt en évidence par les géologues étudiant le Paléozoïque. Ainsi, le Silurien est daté dans le Tazekka occidental par VAN LECKWIJCK et TERMIER dès 1938, puis dans les Zekkara au Sud d'Oujda par OWODENKO et coll. en 1938. Par la suite, les découvertes de gisements fossilifères se multiplièrent, en particulier avec les travaux minutieux d'OWODENKO (1976) sur les lentilles de phtanites de la chaîne des Horsts. Les déterminations des espèces de Graptolithes ont été faites tout d'abord par WATERLOT puis par Mlle S. WILLEFERT.

D'une manière générale, les séries siluro-lochkoviennes de Meseta orientale sont minces, 150 m au maximum dans le Tazekka où elles semblent les plus complètes. Le faciès est extrêmement monotone, schistes gréseux, noirs et phtanites vers la base passant à des niveaux d'argilites noires vers le sommet, localement interstratifiées de niveaux gréseux.

Cette faible épaisseur et cette monotonie des faciès se retrouvent d'ailleurs dans l'ensemble du Siluro-Lochkovien de la Meseta marocaine, mis à part quelques différences sur lesquelles nous reviendrons plus loin. La plupart du temps, dans la région qui nous intéresse, les niveaux du Silurien sont réduits à quelques mètres, voire même quelques centimètres d'épaisseur dans les boutonnières du Sud d'Oujda. En général, seuls les niveaux gréseux et les phtanites du Llandovery moyen sont conservés, les termes plus élevés (Wenlock, Ludlow) et le Lochkovien sont rarement représentés. Il semble que leur absence soit la plupart du temps d'origine tectonique : ces niveaux sont essentiellement argileux et constituent un niveau de décollement privilégié lors des mouvements tangentiels précoces d'âge anté-viséen et viséen. L'hypothèse d'une lacune des niveaux supérieurs du Silurien et du Lochkovien est cependant envisageable et sera discutée plus loin à propos des klippes des Zekkara.

### 3.1. LE SILURO-LOCHKOVIEU DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU TAZEKKA

#### 3.1.1. LE SILURIEN

C'est dans le massif du Tazekka et plus particulièrement sur sa bordure occidentale que la série silurienne est la plus complète. La carte géologique (Fig. 9) montre en effet que le Siluro-Lochkovien affleure largement, au toit des niveaux quartzitiques de l'Ordovicien, les répétitions de série étant liées à un processus d'écaillage par cisaillements subparallèles à la stratification. Cette tectonique est malgré tout responsable d'une certaine discontinuité des coupes où affleurent les niveaux siluro-lochkoviens.

Le contact net entre Ordovicien et Silurien est rarement visible, la plupart du temps caché par quelques mètres d'éboulis. Dans la partie SW de l'arête du Jebel Arhi-Ousserdoun au SW du massif du Tazekka, il semble que la continuité est totale entre les deux ensembles. Là, l'Ordovicien se termine par des alternances de pélites micacées et bioturbées, avec des grès à stratifications entrecroisées. Sur les grès reposent directement des argilites grises à patine blanchâtre appartenant au Silurien.

Les premiers niveaux affleurant du Silurien correspondent toujours à 15 mètres environ d'argilites noires et de schistes gréseux gris à patine blanchâtre à violacée alternant avec des bancs de phtanites noires de 10 à 20 cm d'épaisseur. Ces niveaux de phtanites sont tout à fait caractéristiques dans le Silurien du Maroc oriental. Ces petits bancs de phtanites sont souvent finement rubanés, des niveaux siliceux blancs discontinus, infracentimétriques soulignant la stratification. Le nom de "phtanites à radiolaires" est fréquemment employé par les auteurs. On observe effectivement des sphérules blanchâtres inframillimétriques qui, au microscope, apparaissent remplis de calcédoine, aucune structure typique de Radiolaire n'étant cependant visible.

Ces premiers niveaux siluriens à phtanites sont rapportés au Llandovery. En effet, les principaux gisements de Graptolithes découverts tout le long de la bordure occidentale du massif indiquent en majorité le Llandovery moyen.

- Le niveau fossilifère le plus bas se trouve au Sud de la localité de Tleta-des-Zerarda - Bab-Sidi-Bou-Ziane (x = 594,2, y = 373,9) au toit des quartzites microconglomératiques terminant la série ordovicienne dans l'écaillage n° II. Des phtanites noires à oxydations rousses ont livré :

*Climacograptus scalaris normalis* LAPW.

*Climacograptus rectangularis* Mc COY

*Climacograptus medius* TÖRNQ.

*Climacograptus scalaris miserabilis* E. et W.

*Climacograptus innotatus* NICH

*Climacograptus* avec des traces d'épines à la base : gr. *trifilis*, *longifilis*, etc... de MANCK

*Cystograptus vesiculosus* (NICH)

Il s'agit du niveau A<sub>3</sub> du Rhuddanien, c'est-à-dire du Llandovery inférieur.

- Dans la partie SE du massif, au toit des grès de l'Ordovicien de l'écaillage n° I, deux gisements de Graptolithes datent le Llandovery inférieur et moyen.

. En (x = 588,8 ; y = 369,5), des phtanites grises et rouges ont livré :

*Climacograptus scalaris normalis* LAPW.  
*Climacograptus rectangularis* Mc COY  
*Climacograptus medius* TÖRNQ.  
Un *Pristiograptus* peut-être *concinus* (LAPW.)

Il s'agit du Rhuddanien supérieur ou de l'Idvien le plus inférieur c'est-à-dire le sommet du Llandovery inférieur ou la base du Llandovery moyen.

. En (x = 588,1 ; y = 369,6) au lieu-dit Aïn-Chmaït en bordure de la route de Tleta-des-Zerarda à Ahermoumou, des phtanites noires associées à un banc sans doute encore ordovicien ont livré :

*Climacograptus scalaris normalis* LAPW.  
Cf. *Petalograptus palmeus tenuis* BARR.  
*Monograptus lobiferus* Mc COY  
*Monograptus argutus* LAPW.  
*Pristiograptus gregarius* (LAPW.)  
*Pristiograptus concinns* (LAPW.)  
*Demirastrites triangulatus major* (E. et W.)  
*Rastrites approximatus* PERNER

Il s'agit de l'Idvien inférieur, la zone à *P. gregarius* vers la première sous-zone inférieure à *triangulatus* ; c'est-à-dire vers la base du Llandovery moyen.

- Au Sud de la localité de Tleta-des-Zerarda dans la vallée de l'Oued Bou-Ayach, au toit des quartzites ordoviciens de l'échelle n° II, après 15 mètres environ de phtanites noires, des schistes gréseux en fines plaquettes à surfaces micacées ont fourni :

*Climacograptus medius* ? TÖRNQ.  
*Glyptograptus* très probablement *incertus* E. et W. sensu PACKAM  
*Petalograptus* gr. *palmeus* BARR  
*Monograptus lobiferus* Mc COY  
*Demirastrites convolutus* (HISING.)

Il s'agit de l'Idvien supérieur, la zone à *D. convolutus*, correspondant au Llandovery moyen.

- A l'Est de la demi-boutonnière de Bab-Louta, au lieu-dit Sidi-Mohammed-Berraho, les quartzites microconglomératiques de l'Ordovicien sont surmontés par une dizaine de mètres de pélites noires, puis un à deux mètres de quartzites blancs au-dessus desquels des phtanites noires ont livré :

*Climacograptus scalaris normalis* LAPW.  
*Pseudoclimacograptus* (*Metaclimacograptus*) *hughesi* (NICH.)  
*Raphidograptus toernquisti* (E. et W.)

La détermination d'un certain nombre d'espèces mal conservées ou trop petites, est donnée sous toutes réserves. *Monograptus sedgwicki* PORTL., *Monograptus leptotheca* LAPW., *Orthograptus mutabilis* E. et W. Ces graptolithes indiquent l'Idvien supérieur ou le Fronien inférieur, c'est-à-dire le Llandovery moyen.

- Dans la coupe de l'Oued Bou-Ayach, 3 à 4 mètres au-dessus des grès ordoviciens terminant l'échelle n° III, en  $x = 594,5$  ;  $y = 372,9$ , des silts en plaquettes gris clair à violacés alternant avec des phthanites noires ont fourni :

*Pristiograptus largus* (PERNER)

Faible trace de "*Monograptus*" *veles* R. RICHTER

Mailles de *Retiolitidés* indéterminables.

Il s'agit de Telychien supérieur, c'est-à-dire du Llandovery supérieur.

Les différents gisements de Graptolithes énumérés ci-dessus sont évidemment dispersés sur toute la bordure occidentale du massif du Tazekka et ne correspondent donc pas à des coupes continues. Ils montrent que le Silurien débute toujours par le Llandovery. Bien que dispersés dans plusieurs gisements, il semble que les différents niveaux de cet étage soient représentés. Cependant, seul un échantillonnage très serré permettrait de l'affirmer.

Au-dessus des phthanites vient en général une centaine de mètres d'argilites noires charbonneuses à débit millimétrique. L'altération leur confère souvent des teintes ocres. Des interlits gréseux à aspect carié de 1 à 2 cm d'épaisseur sont interstratifiés dans la série. Cette série d'argilites représente probablement le Wenlock et le Ludlow. Je n'y ai échantillonné qu'un seul gisement de Graptolithes provenant du Sud de Tleta-des-Zerarda, en bordure de la piste allant vers Arzer-Rhiab ( $x = 594,5$  ;  $y = 375,1$ ).

Des schistes argileux noirs ont livré :

*Spinograptus spinosus* (WOOD)

*Pristiograptus* gr. *dubius* (Suess)

*Monoclimacis haupti* (KUHNE)

*Saetograptus chimaera* (BARR.)

*Colonograptus colonus* (BARR.)

*Neodiversograptus nilsoni* (LAPW.)

*Bohemograptus bohemicus* (BARR.)

*Lobograptus expectatus* Urb.

*Plectograptus macilentus* (TÖRNQ.)

*Monoclimacis haupti* (KUHNE)

*Monoclimacis nanopoma* (JAEGER)

Parties courbes de soit *Neodiversograptus nilsoni* (LAPW.)

*Bohemograptus bohemicus* (BARR.)

*Lobograptus expectatus* ? Urb.

Cette faune correspond au Ludlow  $e\beta_1$ , ce sont les couches de passage des *Saetograptus*, à partir des *Colonograptus*.

Ces quelques gisements montrent que la série silurienne doit être à peu près complète dans le Tazekka occidental. Ce point est d'ailleurs confirmé par d'autres déterminations de formes de Graptolithes, restées en partie inédites.

- Des échantillons récoltés dans une coupe effectuée à l'Est du Souk de Tleta-des-Zerarda par H. TERMIER (inédit) indiquent le Llandovery inférieur (Rhuddanien  $A_3$ ), le Llandovery supérieur (Idwien  $B_3$  et FROMIEN  $C_1$ ), le Tarannon et le Wenlock supérieur.

- Dans la même coupe, DESTOMBES (1968, inédit) échantillonne des niveaux indiquant le Llandovery inférieur (Rhuddanien  $A_2$  et  $A_3$ ), le Llandovery supérieur (Telychien  $C_6$ ), le Wenlock et le Ludlow  $e\beta_1$  et  $e\beta_2$ .

- Le Wenlock est identifié dans la partie NW de la demi-boutonnière de Bab-Louta (voir la carte géologique de Tahala à 1/50 000, HOEPFFNER et VIDAL, 1981).

- Sur la crête du Jebel Arhi-Asserdoun au SW du Tazekka, CHAKIR (1983) mentionne au-dessus des grès microconglomératiques de l'Ordovicien supérieur environ 100 m d'argilites carburées au sommet desquelles un gisement de Graptolithes date le Ludlow inférieur (zone à *Monograptus nilsoni* ou *Monograptus colonus*, dét. JAEGER).

### 3.1.2. - LE LOCHKOVIENT

Le Lochkovien a pu être mis en évidence dans le Tazekka occidental, dans les derniers niveaux d'argilites noires. Le faciès est identique à celui du Silurien supérieur et il n'est pas possible sur le terrain de distinguer la limite entre Silurien et Lochkovien. Deux gisements de Graptolithes ont été découverts.

- Sur le flanc SE du Jebel Arhi-Asserdoun à la terminaison SW du Tazekka ( $x = 590,2$  :  $y = 367,8$ ) dans des argiles noires, *Monograptus uniformis* PRIBYL indique le Lochkovien inférieur ey.

- Dans la fin de la coupe de l'Oued Bou-Ayach au Sud de la localité de Tleta-des-Zerarda ( $x = 594$ ,  $y = 371,1$ ) des argilites noires, finement micacées, ont livré *Monograptus hercynicus* PERNER indiquant le Lochkovien supérieur ey.

Au-dessus de ces niveaux bien datés du Lochkovien, on peut relever dans certaines coupes situées entre Tleta-des-Zerarda et la terminaison SW du Tazekka, en particulier dans la coupe de l'Oued Bou-Ayach et au SE du Jebel Arhi-Asserdoun (coupe du point coté 1 044, fig. 16) une série pouvant atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur (point 1 044) et constituée d'une alternance de pélites noires et de bancs gréseux gris-clair de 25 à 40 cm d'épaisseur. Les grès sont caractérisés par des convolutes et des slumpings, ainsi que par des niveaux cariés. En l'absence de fossiles, je rattacherai ces faciès au Lochkovien, l'apparition des grès à slump traduisant un début d'instabilité du bassin sédimentaire. Dans la coupe du point 1 044 on observe ensuite des argilites verdâtres ou violacées à grain très fin et à cassure conchoïdale passant à un ensemble rythmique de 3 à 4 mètres d'épaisseur de grès à convolutes et slumpings en bancs minces (10 - 20 cm) et de schistes noirs surmontés par quelques mètres de pélites noires finement micacées. Cet ensemble n'est pas daté, il précède les niveaux d'arénites et de microbrèches du Dévonien moyen. Il pourrait s'agir de niveaux du Praguien d'après certaines analogies avec la boutonnière d'Imouzzet-du-Kandar (REGNAULT, comm. pers.).

### 3.2. LE SILURIEN DE MESETA ORIENTALE

A l'Est du Tazekka, dans la Meseta orientale proprement dite, le Silurien est représenté dans la chaîne des Horsts et plus à l'Est en Algérie dans le massif des Traras et à Tifrit.

Les affleurements du Silurien dans le Pays des Horsts ont été minutieusement décrits par OWODENKO (1976). Cet auteur fournit la localisation et la datation paléontologique de pratiquement toutes les lentilles de phtanites de cette région. Le Silurien se présente en effet sous un faciès de schistes gréseux et de phtanites noires tout à fait identique à celui décrit dans le Tazekka. Les Graptolithes permettent de dater le Llandovery moyen pour l'es-

NW

SE

1044 m

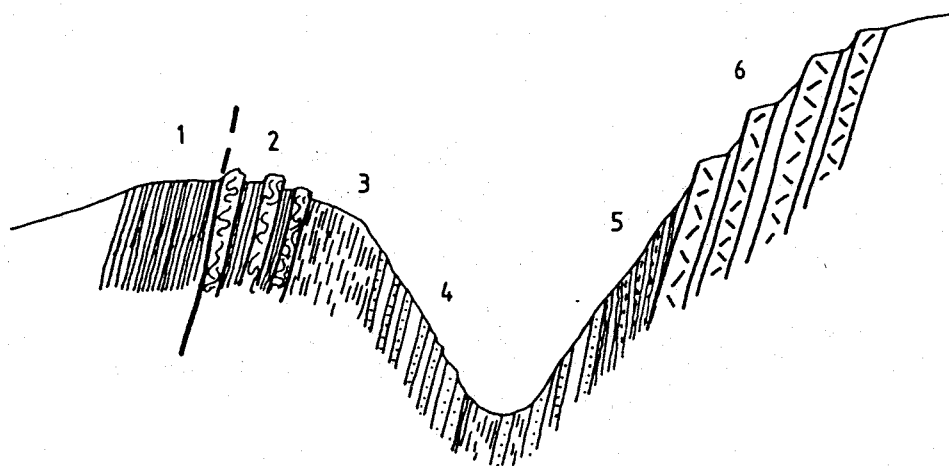


Fig. 16 - Coupe schématique du flanc W de la colline 1 044, montrant le passage entre le Siluro-Lochkovien et les arénites à plantes du Dévonien.

1. argilites noires du Lochkovien
2. argilites et grès à slumps et convolutes - Lochkovien probable
3. argilites fines violacées ou verdâtres à cassures conchoïdales et aspect jaspé
4. alternances grés-pélitiques. Grès fins ou silts à slumpings, sand-ball, figures de charges et pistes
5. pélites sombres, finement micacées
6. arénites lithiques à débris de plantes : Emsien-Eifélien.

sentiel des gisements et plus rarement le Llandovery supérieur et à la base du Tarannon.

Si OWODENKO reconnaît parfaitement l'aspect lenticulaire et discontinu des niveaux de phtanites, sa méconnaissance du contexte structural de la région l'amène à attribuer au Silurien des schistes et quartzites d'âge en fait, ordovicien, à négliger les répétitions de série d'origine tectonique et donc à surévaluer l'épaisseur du Silurien. Ce sont les observations de HUVELIN (1970) et le travail de cartographie de F. VALIN (1979) qui permettent de montrer que le Silurien se réduit à quelques mètres de schistes noirs et de phtanites reposant sur les faciès microconglomératiques de l'Ordovicien supérieur dans les conditions les plus favorables comme à la Koudiat-Touila (HUVELIN, 1970) ou

à Jorf-Ouazzène. Sinon les phtanites sont en lentilles tectoniques au milieu des pélites ordoviciennes ou en blocs dans un olistostrome d'âge viséen supérieur (HUVELIN, 1970). Par rapport au Tazekka on retrouve dans le Pays des Horsts les mêmes niveaux du Llandovery avec des épaisseurs et des faciès identiques. Il manque cependant tout le Silurien supérieur (Wenlock, Ludlow) ainsi que le Lochkovien. La tectonique tangentielle est probablement responsable de la disparition de ces niveaux essentiellement argileux.

La chaîne des Horsts se prolonge en Algérie par le massif de Char-Roubane et encore plus à l'Est dans la petite boutonnière de Tifrit où G. LUCAS (1942, 1952) décrit des schistes gris et des phtanites siluriens en tout point semblables aux affleurements connus dans le Pays des Horsts. Les faunes de Graptolithes signalées par LUCAS (1952) correspondent ici à un âge silurien moyen (Tarannon-Wenlock).

#### *Le Silurien des Traras (Guardia, 1975)*

Le Silurien affleure dans la partie nord du massif des Traras au-dessus de formations psammitiques attribuées à l'Ordovicien. Selon Guardia la série silurienne est très mince (20 m env.), représentée par une barre de phtanites surmontée de pélites et d'ampélites. Les déterminations paléontologiques des Graptolithes montrent que la barre des phtanites correspond à une série condensée du Llandovery moyen au Tarannon supérieur. Les pélites et ampélites de la partie supérieure de la série sont datées du Wenlock.

Selon CENTENE et CISZAK (1976) le passage de l'Ordovicien au Silurien est continu.

### 3.3. LE SILURO-LOCHKOVIEEN DES BOUTONNIERES DU CAUSSE MOYEN-ATLASIQUE ET DE LA PARTIE EST DU MAROC CENTRAL

#### 3.3.1. LES BOUTONNIERES DU CAUSSE MOYEN-ATLASIQUE

Entre le Tazekka et la partie est du Maroc central s'étend le Causse moyen-atlasique constitué de terrains secondaires reposant sur le socle hercynien qui apparaît dans les petites boutonnières d'El Menzel, Bsabis, Imouzzer du Kandar (Fig. 11).

##### 3.3.1.1. La boutonnière d'El-Menzel

Cette boutonnière était décrite jusqu'ici comme formée de schistes analogues aux schistes du Tazekka (MORIN, 1973). L'essentiel des affleurements, au demeurant fort médiocres, correspond à des schistes argileux grisâtres ou vert-pâles très fins avec de fines laminations gréseuses. Ce faciès évoque en effet les schistes du Tazekka et surtout les faciès ordoviciens de la bordure occidentale.

Au Nord de la boutonnière, CHARRIERE (1983), signale des faciès argileux datés par Graptolithes, du Télychien et du Lochkovien.

Au centre de la boutonnière, on note un niveau gréseux à gréso-quartzitique, orienté NE-SW. Il est bien observable en bordure de la route conduisant vers Sefrou, à la sortie de la localité d'El-Menzel (Fig. 11 et 17). La coupe au bord de la route, montre du NW vers le SE, 4 ou 5 m de grès grisâtres en bancs épais de 40 à 60 cm, qui se terminent par un faciès de grès

finement lités, puis 5 m environ de schistes rougeâtres micacés à interlit gréseux de 15 cm ; un niveau mince de grès à quartz ronds précède des schistes argileux gris-clair ayant fourni une faune de Graptolithes (Dét. S. WILLEFERT).

*Monograptus microdon* R. RICHTER

*Linograptus posthumus* R. RICHTER

*Monograptus gr. uniformis* PRIBYL

Ces graptolithes indiquent qu'il s'agit de Lochkovien inférieur *ey*.

Les rapports entre les terrains siluro-dévonien et les schistes à faciès ordoviciens ne sont pas visibles sur le terrain. Ils sont probablement tectoniques conséquences des cisaillements hercyniens qui dilacèrent la série paléozoïque ( voir § 6.5. ).

Le niveau gréseux indiquerait un épisode détritique développé à la fin du Silurien ou au début du Lochkovien. Y voir de l'Ordovien signifierait que le Lochkovien est directement transgressif ce qui est peu probable dans le contexte régional où le Silurien est omniprésent au toit des grès ordoviciens.

### 3.3.1.2. *Bsabis*

Le Silurien de Bsabis est signalé par LEVEQUE (1952) sous un faciès de schistes à Graptolithes mais non déterminé avec précision.

L'essentiel de la série siluro-lochkovienne affleure très mal dans cette boutonnière, principalement en bordure de la route de Tazouta où elle est découpée par la tectonique tangentielle correspondant au chevauchement vers l'Ouest des séries de l'Ordovicien inférieur (Fig. 11 et 123 ).

Les coupes effectuées sont complétées par des déterminations paléontologiques de niveaux à Graptolithes (CHARRIERE, 1983). Le Llandovery est représenté par des niveaux de schistes gris siliceux évoquant le faciès des schistes en plaquettes de Mokattam de l'Est du Maroc Central. Les faunes indiquent également la présence du Ludlow e<sub>2</sub> et du Dévonien inférieur.

La dislocation tectonique de la série empêche l'établissement d'un log précis. On peut relever la présence de schistes rougeâtres et de niveaux de grès à quartz ronds (Fig. 17) proches des niveaux schisteux d'âge Ludlow ces niveaux détritiques seraient peut-être à rapprocher des faciès gréseux observés non loin de là à El-Menzel (cf. § 3.3.1.1.).

### 3.3.2. L'EST DU MAROC CENTRAL

#### 3.3.2.1. *La région d'Azrou*

Le Silurien est peu représenté dans la région d'Azrou. Il est connu en place au sommet des grès de l'Ordovicien dans le secteur de Bensmim au NE d'Azrou (carte géologique El. Hajeb à 1/100.000<sup>e</sup>, 1975), et au SW d'Azrou où BOUABDELLI (1982) à la suite de TERMIER (1936) met en évidence dans les massifs du Chellout et d'Ikhfoujana des écaillles de Silurien sous un faciès de schistes noirs satinés et schistosés. Les étages représentés vont du Llandovery supérieur (Télychien) au Wenlock. La série est cependant très discontinue, découpée par la tectonique tangentielle hercynienne.

Le Silurien est également représenté en klippe sédimentaires dans un olistostrome du Viséen supérieur (BOUABDELLI, 1982). Dans ces klippes, les successions d'étages sont souvent plus complètes et continues comme dans celle



d'Ito (WILLEFERT, 1963) qui s'étend du Llandovery au Wenlock ou dans celle du Bourehla (BOUABDELLI, 1982) de même extension. Les faciès sont toujours très monotones : schistes argileux et schistes siliceux noirs dans le Llandovery, schistes plus argileux au-dessus.

### 3.3.2.2. La région de Mrirt

Le Silurien réapparaît vers le SW dans les séries allochtones des nappes de Ziar-Mrirt. Il est surtout bien représenté au SW de la mine du Jebel Aouam dans le secteur de l'Iguer-Oujna. AGARD *et al.* (1958), RIBEYROLLES (1972) et DESTEUCCQ (1976) décrivent au-dessus des quartzites microconglomératiques de l'Ordovicien terminal, les schistes gréseux en plaquette de Mokattam, d'âge Llandovery (25 m), surmontés par une centaine de mètres de schistes argileux noirs à *Monograptus*. A l'Aouam, les travaux récents de FRANCOIS *et coll.* (1986), ont mis en évidence le Wenlock et le Ludlow dans des faciès de schistes gréseux et de schistes à nodules gréso-carbonatés.

Le Lochkovien est connu dans ce secteur (région de Ziar) sous un faciès de schistes argileux noirs avec des nodules calcaires passant à des calcaires noirs à patine rousse à *Scyphocrinites* (150 m environ selon RIBEYROLLES, 1972).

## 3.4. LE SILURO-LOCHKOVIEEN DES JEBILET ORIENTALES

Minutieusement décrites par HUVELIN (1975-1977), les séries siluro-lochkoviennes des Jebilet orientales appartiennent à une nappe de glissement précoced'âge viséen supérieur. D'Ouest en Est se succèdent plusieurs unités tectoniques où les séries siluro-lochkoviennes présentent quelques variations de faciès. HUVELIN (1977) distingue ainsi : 3 coupes (Fig. 17).

- A *Jaïdet*, le Silurien supérieur est représenté par 25 m de schistes gris à intercalations de calcaires à *Cardioles*, le Lochkovien est représenté par des calcaires à *Trilobites* et des calcaires bioclastiques à *Orthocères*.

- Plus à l'Est dans l'unité de *Bou-Marhara*, le Silurien correspond à des phtanites noires et des schistes à *Graptolithes*, le Lochkovien est représenté par des schistes argileux gris ou blancs à lits roses auxquels s'ajoutent 50 m de schistes verts à *Bivalves*.

- A l'extrémité orientale des Jebilet, dans la région d'El-Kelaa-des-Srarhna, 100 à 120 m de phtanites et de schistes argileux à *Graptolithes* contiennent une faune riche indiquant différents niveaux compris entre le Llandovery et le Lochkovien.

## CONCLUSIONS

L'énumération des affleurements de Siluro-Lochkovien s'étendant depuis l'Algérie jusqu'aux Jebilet fait surtout ressortir l'extrême monotonie de faciès caractérisant ces séries. Il s'agit essentiellement de niveaux détritiques fins : argilites, pélites, schistes, généralement peu épais (150 m au maximum).

Le Silurien est caractérisé par un Llandovery à faciès hypersiliceux, ce sont les phtanites des Jebilet orientales, des boutonnières du Causse, du Tazekka, de la Meseta orientale jusqu'en Algérie, les schistes gréseux en plaquette de l'Est du Maroc Central. Le Silurien supérieur est plus argileux, seule exception la région de Jaïdet dans les Jebilet où apparaissent des calcaires à *Cardioles* rappelant les séries de Meseta occidentale (CAILLEUX, en cours).

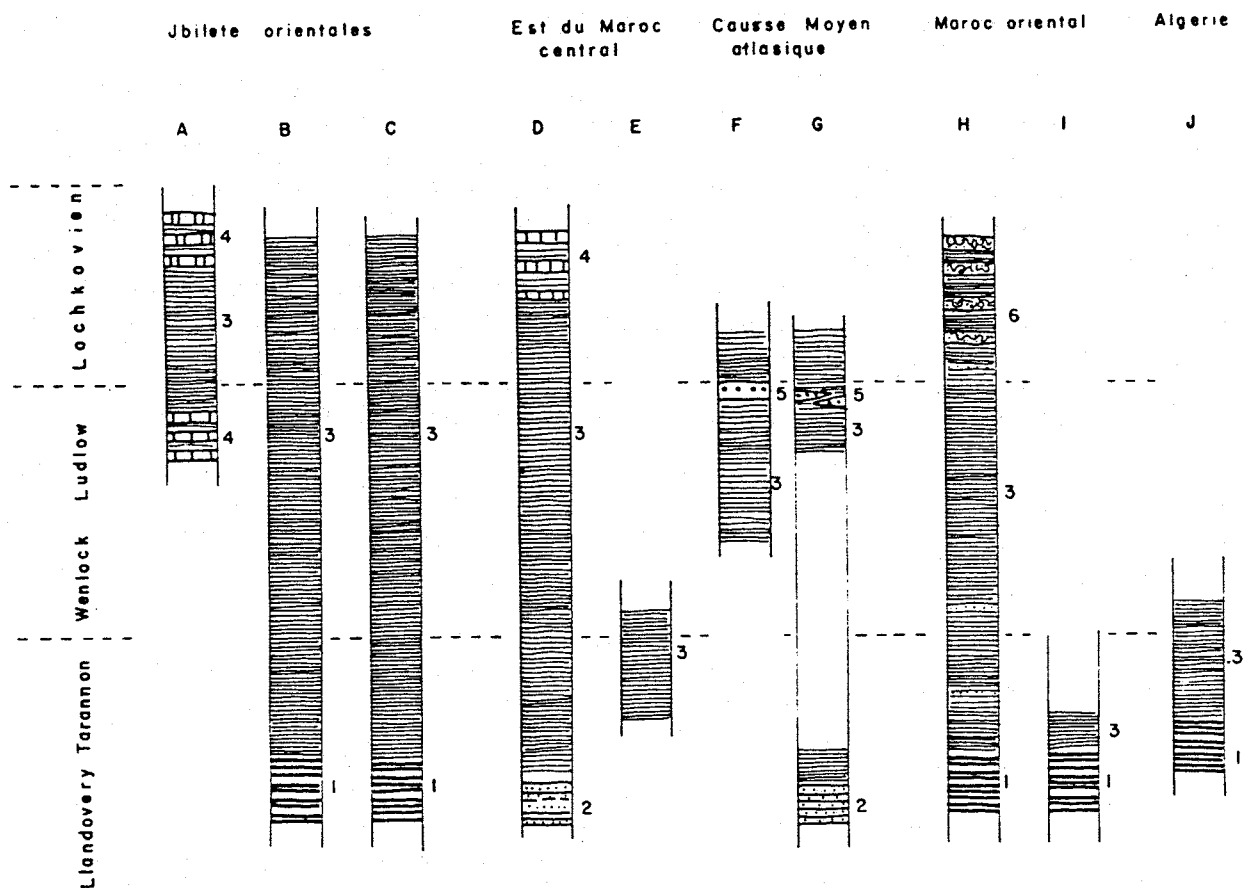


Fig. 17 - Principaux faciès du Siluro-Lochkovien des Jebilet orientales à l'Algérie.

A.B.C. : nappes des Jebilet orientales d'après HUVELIN (1977), A : Jaïdet, B : Bou Marhara, C : El-Kelaa. D.E. : Est du Maroc central, D : région de Mrirt, E : région d'Azrou. F. G. : boutonnières du Causse moyen-atlasique ; F : El-Menzel, G : Bsabis. H.I. : Maroc oriental ; H : Tazekka, I : région d'Oujda. J : Algérie (Traras et Tifrit).

1 : niveaux de phtanites ; 2 : schistes siliceux en plaquettes (faciès Mokattam) ; 3 : argilites et pélites noires, grès ; 4 : niveaux calcaires ; 5 : grès grossiers ; 6 : grès à slumps et convolutes.

Le Lochkovien n'est pas connu en Meseta orientale, il n'apparaît qu'à partir du Tazekka où il se termine par une sédimentation franchement détritique (grès à slumps). Essentiellement argileuse dans les Jebilet orientales (Bou-Marhara, El-Kelaa), la sédimentation du Lochkovien se caractérise par l'apparition de niveaux carbonatés dans l'Ouest des Jebilet orientales (Jaïdet), dans la région de Mrirt et à Immouzzar.



## Chapitre IV

### LE DÉVONIEN

Dans ce chapitre sera envisagée l'étude des terrains dévoniens situés au-dessus du Lochkovien. Le Lochkovien marque la fin d'une sédimentation calme, essentiellement argileuse dans l'ensemble de la Meseta. Les terrains suivants sont caractérisés par un changement de faciès assez brutal : arrivées détritiques ou installation de plates-formes carbonatées succédant en général à une lacune plus ou moins longue de sédimentation. En meseta orientale, le Dévonien est essentiellement représenté dans le Tazekka occidental et dans les boutonnières de Debdou-Mekam, Boudoufoud et Beni-Snassène. Nous examinerons successivement ces différents groupes d'affleurements puis nous envisagerons leur corrélation avec les régions voisines : Algérie et partie est de la Meseta occidentale.

#### 4.1. LE TAZEKKA OCCIDENTAL : FORMATION DE L'OUED BOU-AYACH

Le Dévonien du Tazekka occidental est constitué essentiellement par une formation de microbrèches et d'arénites à débris de plantes, dénommée formation de l'Oued Bou-Ayach (HOEPFFNER, 1977). Cette formation affleure de façon continue au-dessus du Silurien, les faciès gréseux constituant dans le paysage une ligne de collines basses flanquant vers l'Est la crête de quartzites ordovi-ciens du Jebel Tifarouine. La même formation se retrouve également au Sud du placage secondaire de Jorf Aïcha en particulier dans la colline correspondant au point coté 1 044 m (Fig. 9). Enfin des affleurements de grès à plantes appartenant vraisemblablement à cette formation sont observables à l'extrémité Ouest de la demi-boutonnière de Bab-Louta en bordure de la piste ( $x = 594,8$   $y = 380,7$ ).

Ces affleurements sont connus depuis longtemps. VAN LECKWIJCK et TERMIER (1938) signalent en effet des grauweekes finement micacées à végétaux à l'Est du Souk des Zerarda. Leur âge n'avait cependant jamais pu être précisé. Cette formation repose directement sur les alternances de pélites noires et de grès à slumps que j'attribue encore au Lochkovien.

- Dans la coupe de l'oued Bou-Ayach (Fig. 18), les niveaux de grès à slumps sont surmontés par 2 mètres environ d'argilites gris-blanc précédant le dépôt des bancs massifs d'arénites.

- Environ 1 km au Nord, le long de la piste conduisant à Tleta-des-Zerarda, les grès à slumps sont recouverts par 20 m environ de pélites et d'argilites fines, rouges ou vertes à aspect jaspoïde, sur lesquelles reposent des arénites verdâtres contenant localement des galets de schistes.

- Au Sud du point 1.044 (Fig. 16), on retrouve les niveaux d'argilites fines verdâtres ou violacées, elles sont séparées des arénites par 3 à 4 mètres d'alternance grésio-pélique et des pélites noires finement micacées. (cf. page ).

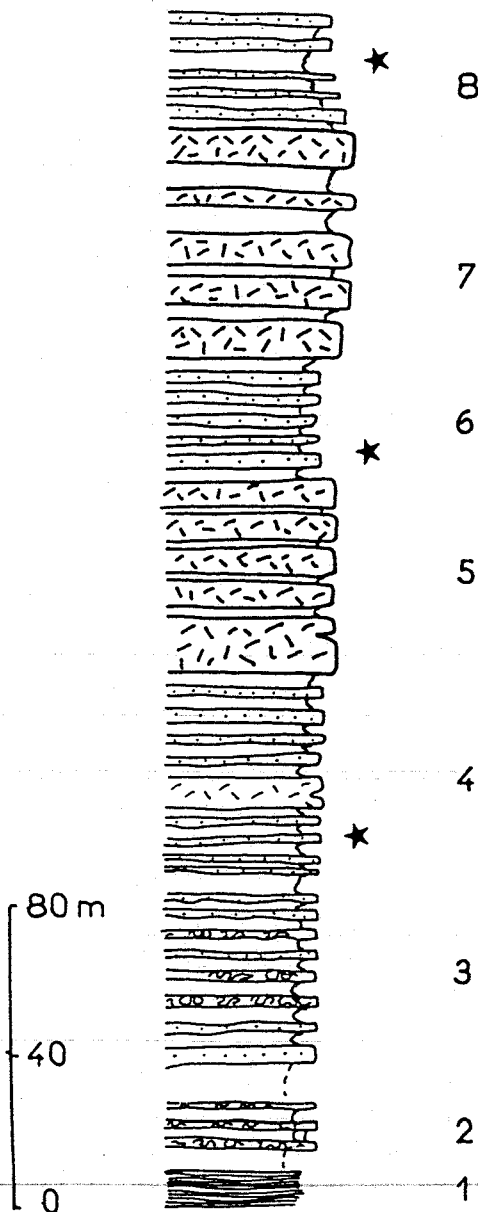


Fig. 18 - Dévonien moyen du Tazekka.  
Coupe de l'oued Bou-Ayach.

- 1 : argilites noires du Lochkovien.
  - 2 : argilites grises, grès à slumps.
  - 3 : série rythmique, pélites et grès à convolutes.
  - 4 : alternances grauweekes et pélites noires.
  - 5 : grauweekes massives.
  - 6 : alternances grauweekes et pélites.
  - 7 : grauweekes massives.
  - 8 : alternances grauweekes pélites.
- Etoiles : gisements de palynomorphes du Dévonien.

Les arénites reposent donc en général sur le Lochkovien par l'intermédiaire de séries détritiques à grain fin, d'épaisseur variable, où l'on peut reconnaître, semble-t-il, un niveau repère d'argilites verdâtres ou violacées. Les variations d'épaisseur, voire la quasi disparition de ces niveaux semblent uniquement dues aux cisaillements bancs à bancs lors des épisodes de tectonique tangentielle. Il semble enfin qu'il y ait concordance entre les arénites et les niveaux sous-jacents, les variations de pendage ou de direction des couches que l'on peut observer sur le terrain étant là encore la conséquence des cisaillements bancs à bancs affectant des séries de compétence très différente.

La formation de l'oued Bou-Ayach proprement dite est constituée par 100 à 150 mètres de niveaux très détritiques où l'on peut mettre en évidence des passées de grauweekes et d'arénites en bancs épais de 30 à 60 cm séparées par des niveaux de pélites gris-noirs minces, et des passées constituées par une série rythmique où alternent des niveaux pélitiques et des niveaux de grès fins présentant des figures de charge, des figures de courant et des pistes diverses (Fig. 18).

Le caractère détritique de cette formation est plus ou moins accusé ; dans les bancs massifs, des faciès à grain fin alternent avec des faciès microconglomératiques à éléments de quartz, feldspath, plagioclase et microgalets de schistes, de quartzites et de roches éruptives. La taille des éléments ne dépasse pas 2 à 3 mm en moyenne.

Au microscope les faciès les plus détritiques sont des arénites quartzofeldspathiques ou des arénites lithiques. En général la proportion de matrice ne dépasse pas 2 %.

Le quartz est anguleux en petits grains de 35 à 150 $\mu$  et en grains plus gros de 300 à 400 $\mu$  en moyenne, dans les faciès les plus grossiers, la taille des grains peut atteindre 1 000 à 1 500 $\mu$ .

Les feldspaths sont généralement en proportion égale avec le quartz, parfois plus rares. Les grains sont arrondis, de taille variant entre 40 à 400 $\mu$  environ, ils présentent soit des plages altérées indéterminables, soit des macles polysynthétiques indiquant un plagioclase acide (oligoclase).

Les micas sont peu abondants : biotites partiellement chloritisées, muscovites, amas de chlorite cryptocristalline.

Les éléments lithiques sont abondants dans certains niveaux qui méritent le nom de litharénites. Ce sont essentiellement des pélites pouvant atteindre jusqu'à 3 mm, des grès fins et des silts. On note également la présence très fréquente de fragments de roches volcaniques de type *rhyolite* : une pâte quartzofeldspathique cryptocristalline englobe des phénocristaux du quartz corrodé de feldspaths et de quelques biotites chloritisées. Des fragments de type *trachyte* ou *andésite* peuvent être observés : des microlites de plagioclases altérés, enchevêtrés sont associés à des ferromagnésiens complètement chloritisés.

Localement au sein de ces arénites apparaissent des poches microconglomératiques décimétriques à patine rougeâtre. On y retrouve du quartz anguleux, peu de feldspaths, des micas et de nombreux éléments lithiques de pélites et de silts. La matrice est remplacée par un ciment de calcite microsparite et de l'oxyde de fer.

Dans toute l'épaisseur de cette formation on observe des débris de plantes particulièrement abondants dans certains niveaux grésopélitiques et dans des grauweekes fines. Ces débris atteignent en moyenne 4 à 5 cm de long, ce sont des rameaux grêles de 1 à 2 mm de diamètre nettement dichotomiques présentant

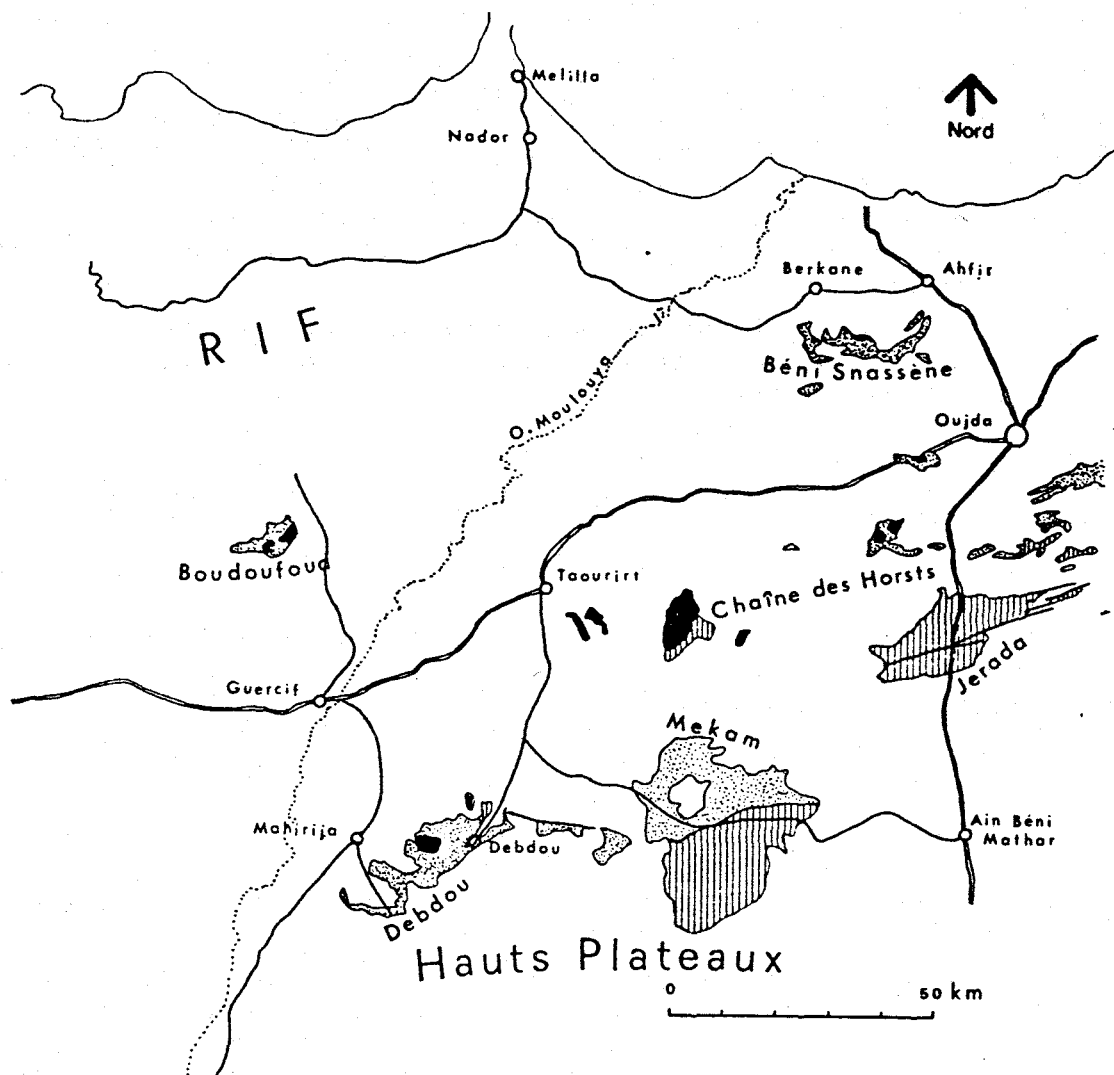


Fig. 19 - Carte de situation des boutonnières de la Meseta orientale.  
 Pointillé : terrains antéviséens. Hachures : terrains carbonifères. Noir : massifs de granitoïdes.



parfois de fines nervures. Cette flore examinée par J.P. LAVEINE s'est révélée indéterminable. Par contre trois niveaux pélitiques de la coupe de l'oued Bou-Ayach ont fait l'objet de déterminations palynologiques (R. COQUEL, F. PARIS, *in litt.*). Tous ces niveaux contiennent des Chitinozoaires, des Acrétarches et des Spores. L'âge obtenu est sensiblement le même pour les 3 niveaux : les deux premières donnent une fourchette assez large : Emsien supérieur, Couvinien, Givetien, le dernier indiquerait plus précisément que la formation est du Dévonien inférieur élevé, à la limite du Dévonien moyen (Eifélien maximum). Sauf détermination ultérieure plus précise, il semble que l'on puisse retenir pour la formation de l'oued Bou-Ayach un âge dévonien inférieur à moyen ne dépassant probablement pas l'Eifélien.

Il est également très probable que la sédimentation soit continue depuis la fin du Lochkovien, les niveaux d'argilites verdâtres ou violacées et les pélites micacées (p. ) évoquant le faciès du Praguien de la boutonnière d'Immouzer, il y aurait un passage continu à l'Emsien - Eifélien représenté par les 100 à 150 m d'arénites et grauweekes. Il est surtout important de noter le changement de faciès assez brutal, marqué par l'importance des apports détritiques très grossiers riches en éléments volcaniques acides et intermédiaires et en débris de plantes, ceci marque l'apparition de reliefs à proximité, en liaison avec des mouvements épirogéniques au Dévonien inférieur. C'est l'exagération de l'instabilité du bassin qui commençait à se faire sentir dès la fin du Lochkovien avec l'apparition des niveaux de grès à slumpings.

#### 4.2. LES SERIES DEVONIENNES DES BOUTONNIERES DE DEBDou-MEKAM, DU BOUDOUFOUD ET DES BENI-SNASSENE

Ces boutonnières constituent une grande partie du socle hercynien de la Meseta orientale entre Taza et Oujda. Les séries y affleurant sont essentiellement schisteuses, de faciès très monotone ne permettant pas la distinction d'ensembles lithostratigraphiques contrastés, ce qui explique qu'elles n'aient jamais fait l'objet de description très détaillée. Dès 1958 cependant, AGARD et coll., dans un rapport inédit consacré à la recherche de nouveaux bassins houillers dans le Maroc oriental, remarquent les analogies de faciès entre les séries schisteuses de ces différentes boutonnières et supposent qu'elles constituent un même ensemble situé sous la discordance du Viséen supérieur. Leur âge était jusqu'ici considéré comme tournaisien-viséen inférieur. Toutes ces séries contiennent des débris de plantes en général indéterminables, mais dans la boutonnière de Debdou ont été découverts des fragments d'*Asterocalamites* (MEDIONI, 1980) permettant, semblait-il, l'attribution stratigraphique au Carbonifère inférieur. Des études palynologiques entreprises récemment (MARHOUMI et coll., 1983 ; MARHOUMI, 1984) ont cependant conduit à réviser cet âge et à admettre que l'ensemble de ces séries schisteuses de la Meseta orientale sont d'âge dévonien moyen à supérieur (Givétien-Frasnien).

##### 4.2.1. LES SCHISTES DE DEBDou-MEKAM

Les Schistes de Debdou-Mekam forment l'essentiel des affleurements paléozoïques de ces deux grandes boutonnières, celle de Debdou est située en bordure de la plaine de Guercif sous la couverture secondaire des Hauts Plateaux, celle du Mekam, plus à l'Est, est entièrement cernée par la couverture dont le Jebel Mekam est une butte témoin (Fig. 20).

Les premières observations concernant les Schistes de Debdou-Mekam correspondent aux travaux de BRICHANT (1933, 1935) de CLARIOND (1932, 1933, 1936)

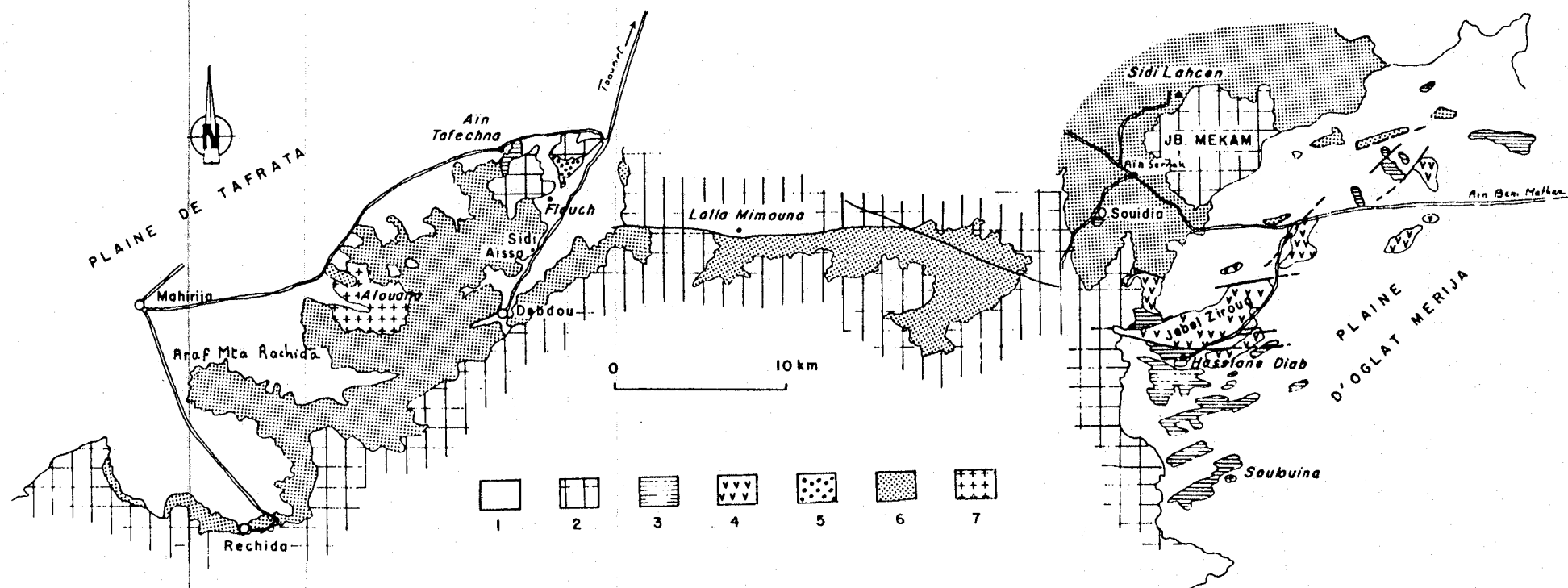


Fig. 20 - Carte géologique des boutonnières de Debdou-Mekam (d'après MEDIONI, 1980). 1 : plio-quaternaire des plaines de Tafrata et Oglat-Merija. 2 : couverture secondaire des Hauts-Plateaux. 3 : série de Soulouina-Hassiane Diab, Viséen supérieur. 4 : complexe volcano-sédimentaire d'Ez-Ziroug : Viséen supérieur 5 : série de Flouch, Tournaisien. 6 : schistes de Debdou-Mekam, Dévonien (Givétien, Frasnien). 7 : granites tardi-hercyniens (Alouana, Soulouina).

et de P. MARIE (1936). Attribués tout d'abord au Cambro-Silurien, ces schistes sont finalement rangés dans le Carbonifère après la découverte de débris de plantes. Des travaux plus détaillés sont consacrés à ces séries schisteuses par OWODENKO (1976) et surtout par MEDIONI (1980) à l'occasion de l'établissement des cartes au 1/100 000e des Hauts Plateaux. Les descriptions de ce dernier auteur sont une bonne mise au point fournissant l'essentiel des données stratigraphiques et pétrographiques concernant les Schistes de Debdou-Mekam qu'il définit comme "une série puissante et monotone de schistes à grain fin, satinés, alternant avec des bancs peu épais de grès détritiques tendant vers des grauweekes". Il note également que ces alternances peuvent parfois prendre l'apparence d'un flysch.

Les observations que l'on peut faire dans ces boutonnières confirment cette définition.

Il n'est cependant pas possible d'établir avec certitude un log de l'ensemble des Schistes de Debdou-Mekam. Les faciès sont très monotones, sans niveau repère permettant la séparation d'ensembles lithologiques, la déformation hercynienne est importante amenant de fréquentes répétitions de séries par des plis couchés et des écaillages.

Je me contenterai de décrire quelques faciès observés dans des coupes fragmentaires que je n'ai pu corréler avec certitude.

#### *Le secteur de la Tafechna*

La maison forestière de la Tafechna se trouve sur la piste joignant la route Debdou-Taourirt à Mahiridja dans la plaine de Guercif (Fig. 20). En montant vers le Sud, vers l'Aïn Tafechna et la kasbah en ruine, on observe sous la discordance du Viséen supérieur la série des Schistes de Debdou-Mekam qui présente ici l'avantage d'être très peu déformée par rapport aux autres secteurs de la boutonnière de Debdou et du Mekam. Les couches sub-horizontales montrent la succession suivante (Fig. 21) : 5 m de schistes fins vert à gris-verdâtre avec, tous les 50 cm environ, des interlits de grès fins verdâtres à laminations (5 à 10 cm) ; 1 m d'arénites verdâtres en bancs de 20 à 50 cm granoclassés passant vers le haut à des joints schisteux ; 5 à 6 m de schistes ; 10 m environ d'arénites verdâtres à plantes, en bancs de 10 à 40 cm séparés par des interlits schisteux minces de 5 à 10 cm en moyenne.

L'examen microscopique des niveaux détritiques du sommet de la coupe montre qu'il s'agit d'arénites quartzofeldspathiques passant à des grauweekes. On note du quartz abondant en grains anguleux de 50 à 100  $\mu$ , des feldspaths en moindre proportion présentant parfois les macles polysynthétiques des plagioclases, des micas détritiques : biotite, muscovite, chlorite, amas chloriteux cryptocristallins, on remarque une abondance d'éléments arrondis de 300 à 400  $\mu$  constitués de quartz granoblastique, il pourrait s'agir d'éléments de roches métamorphiques ou de verre volcanique recristallisé. Les éléments lithiques sont peu abondants : pélites et phyllades.

#### *Route de Debdou-Taourirt*

En bordure de la route de Debdou à Taourirt près du lieu-dit Sidi-Aïssa (feuille Aïn Fritissa à 1/50 000e), les talus de la route permettent d'observer des alternances de niveaux de 2 m environ constitués d'une part

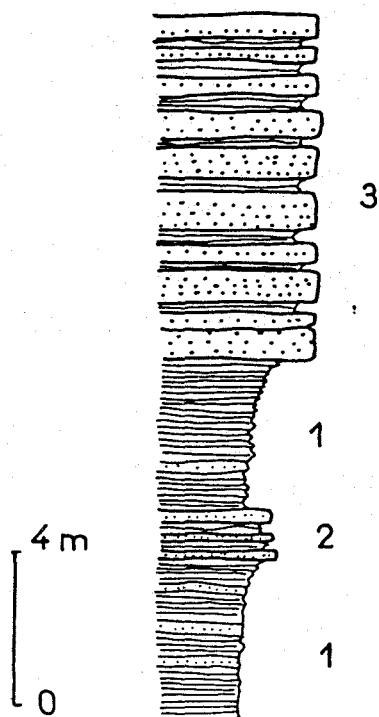


Fig. 21 - Les schistes dévoniens de Debdou-Mekam à l'Aïn-Tafechna.

- 1 : schistes fins gris-vert
- 2 : arénites verdâtres
- 3 : schistes fins gris-vert
- 4 : arénites verdâtres à plantes.

par des schistes vert-olive ou violacés alternant avec des petits niveaux silteux gris clairs de 5 à 15 cm d'épaisseur et d'autre part par des bancs d'arénites ou de grauwackes grises ou verdâtres en bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur souvent granoclassées (Fig. 22).

Ces niveaux résistants correspondent à des grauwackes fines, constituées essentiellement de grains de quartz anguleux de 75 à 200  $\mu$ , quelques biotites détritiques partiellement chloritisées, la matrice argileuse contient encore des grains de quartz de 10 à 30  $\mu$ .

Les niveaux tendres sont essentiellement argileux, le litage sédimentaire est souligné par des lits de 2 à 5 mm de silts fins où l'on ne distingue que quelques grains de quartz de 15 à 30  $\mu$  environ.

#### *Le SW de la boutonnière de Debdou*

Les terrains situés au SW de la boutonnière, pratiquement entre les villages de Mahirija et Rechida, se présentent également comme une alternance de séquences riches en niveaux détritiques de type arénites et grauwackes et de séquences où dominent les faciès pélitiques entrecoupés de niveaux minces de silts et de grauwackes fines, montrant souvent des figures sédimentaires de type slumping et convolutes. Les arénites et les grauwackes les plus grossiers peuvent être très riches en éléments lithiques de pélites et même de fragments de phyllades provenant vraisemblablement de l'érosion d'un socle préalablement métamorphisé.

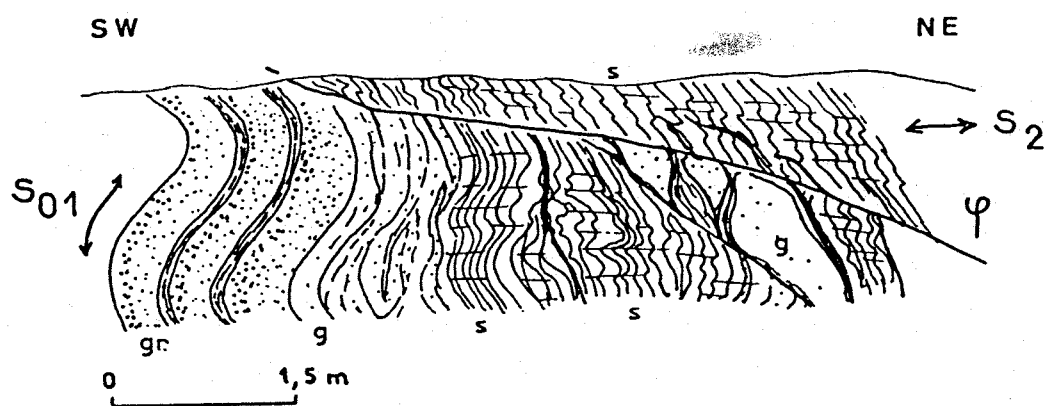


Fig. 22 - Talus de la route Debdou-Taourirt au lieu dit Sidi-Aïssa. Série de Debdou-Mékam avec alternances de grauweekes (gr), grès disloqués (g) et schistes (s).  $\varphi$  : chevauchement tardif post  $D_2$ .

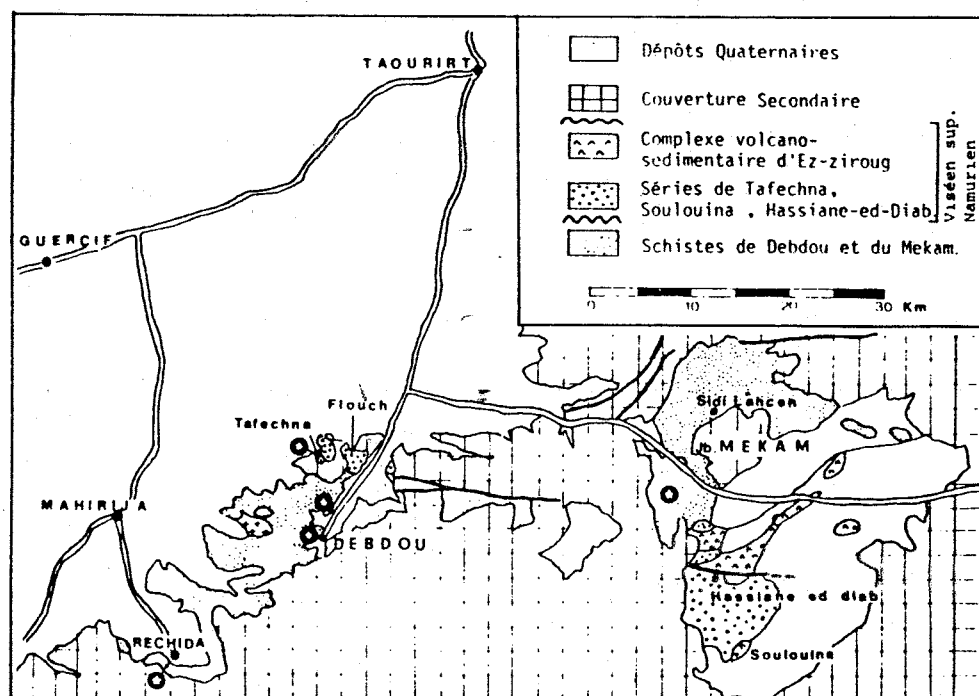


Fig. 23 - Localisation des échantillons de schistes de Debdou-Mekam ayant fourni des palynomorphes du Dévonien (Givétien-Frasnien) [d'après MARHOUMI, 1984].

### *Le Mekam*

On retrouve dans la moitié NW de la boutonnière du Mekam les mêmes faciès que dans celle de Debdou, à savoir une alternance de niveaux schisteux verdâtres ou gris et des niveaux de grauweekes et d'arénites qui deviennent particulièrement abondants dans la bordure nord de la boutonnière.

Certains niveaux sont particulièrement riches en éléments lithiques, litharénites et grauweekes lithiques à éléments de pélites et surtout de roches volcaniques à texture microlitique fluidale de type trachytique ou trachy-andésitique.

### *Age des Schistes de Debdou-Mekam*

A la suite de la découverte des débris de plantes, les schistes de Debdou-Mekam avaient été rangés depuis longtemps dans le Carbonifère inférieur (Carte géologique du Maroc à 1/500.000e feuille Oujda, 1952). En 1980, MEDIONI précisa qu'il s'agirait probablement de Viséen inférieur et peut-être de Tournaisien d'après la présence d'*Asterocalamites* au sein d'une flore en médiocre état de conservation trouvée en 3 points de la boutonnière de Debdou (voir MEDIONI, 1980).

Cet âge tournaisien-viséen posait un problème, les Schistes de Debdou-Mekam sont en effet plissés et métamorphisés et recouverts en discordance angulaire par le Viséen supérieur, ce qui laisse peu de temps à l'érosion pour mettre à jour les terrains métamorphiques avant la transgression du Viséen supérieur. Un échantillonnage palynologique a donc été effectué dans les boutonnières de Debdou et du Mekam (Fig. 23). Les différents échantillons ont livré des spores et des Acritarches, les assemblages de ces microfossiles permettent d'attribuer aux Schistes de Debdou-Mekam un âge Dévonien moyen - base du Dévonien supérieur (MARHOUMI *et al.*, 1983 ; MARHOUMI, 1984). Cette découverte permet de resituer l'âge de la phase tectono-métamorphique entre le Dévonien supérieur et le Viséen supérieur laissant à l'érosion une période plus que suffisante pour atteindre des roches de l'épizone supérieure. La corrélation devient en outre possible avec l'épisode tectonométamorphique daté à Midelt de  $367 \pm 7$  MA (CLAUER *et al.*, 1980).

Les datations isotopiques récemment obtenues (HUON, 1985) confirment parfaitement ce point : l'évènement métamorphique accompagnant la structuration des schistes dévoniens est daté à  $372,3 \pm 8,1$  MA à Debdou et  $368,3 \pm 7,9$  MA dans le Mekam.

On constate également que la corrélation est possible entre le Dévonien du Tazekka et le Dévonien de Debdou-Mekam, les faciès observés sont les mêmes, correspondant à une série de type flysch, d'âge dévonien. Dans le Tazekka on aurait la base de la série reposant sur le Lochkovien, avec des datations Emsien - Eifélien. Les Schistes de Debdou-Mekam - dont on n'observe jamais le soubassement à l'affleurement - représenteraient la suite de la sédimentation détritique au Dévonien moyen jusqu'à la base du Dévonien supérieur.

#### 4.2.2. LES SCHISTES DU BOUDOUFOUD

Située à une trentaine de kilomètres au Nord de Guercif, la petite boutonnière du Boudoufoud est constituée de terrains schisteux d'âge dévonien recouverts en discordance angulaire par les terrains secondaires formant les massifs du Terni et du Mazgout (Fig. ).

Mis à part le diplôme de MAC GAW (1953) aucun travail n'a été consacré à la géologie de cette boutonnière. AGARD et coll. (1958) donnent cependant une description rapide des Schistes du Boudoufoud, ils remarquent leur analogie avec les Schistes de Debdou-Mekam et les attribuent également au Tournaisien-Viséen inférieur.

Comme dans les boutonnières de Debdou-Mekam, on retrouve une série monotone de schistes verts alternant avec des niveaux détritiques d'arénites ou de grauwackes. Divers faciès peuvent être observés, principalement sur les bordures de la boutonnière qui sont les zones les moins touchées par le métamorphisme. Il est délicat de proposer un log général, les raccords entre les fragments de coupes restent toujours très hypothétiques. Il semble que vers la base on puisse individualiser un faciès de schistes verts très fins alternant avec des niveaux minces centimétriques de silts gris clairs présentant parfois des stratifications obliques (Fig. 24), vers le haut, dans la partie nord de la boutonnière ces schistes verts se chargent de bancs de grauwackes fines verdâtres en bancs de 50 cm à 1 m d'épaisseur.

Ces grauwackes sont essentiellement constituées de quartz en grains anguleux parfois un peu arrondis de 100 à 300  $\mu$  environ, quelques plagioclases, des biotites altérés. Les éléments lithiques sont principalement des fragments de schistes et de roche volcanique de type *trachy-andésite*.

Ces faciès à grauwackes fines passent vers le haut à une alternance régulière de schistes verts et de bancs de silts gris-verdâtres à stratifications obliques de 20 à 30 cm d'épaisseur. Cette série rythmique est interrompue par des passées de litharénites et de grauwackes lithiques.

Ces faciès très grossiers sont constitués de quartz arrondis ou subanguleux en grains de 300  $\mu$  à 1 200  $\mu$ , les feldspaths sont très rares, on note la présence de biotite et d'agrégats de chlorite cryptocristalline, les éléments lithiques très abondants sont essentiellement des fragments de pélites et de schistes, plus rarement de silts et de roche volcanique à phénocristaux de feldspaths dans une pâte quartzofeldspathique recristallisée.

Dans la partie SW de la boutonnière, on retrouve des faciès identiques, des alternances schistes verts et grauwackes semblent être suivies par des niveaux où les bancs de grès grossiers et de grauwackes deviennent plus abondants (Fig. 24). On remarque ici un faciès de grès grossier à stratifications obliques particulièrement bien développé dans l'Oued Ouizert.

#### *Age des Schistes du Boudoufoud*

Les Schistes du Boudoufoud étaient considérés jusqu'ici comme ayant un âge tournaisien à viséen inférieur, attribution justifiée par la présence de débris de plantes flottées indéterminables et par l'analogie de faciès avec les Schistes de Debdou-Mekam. Des datations palynologiques ont également été effectuées dans la boutonnière du Boudoufoud ; 4 échantillons provenant des parties W et E du massif, prélevés à différents niveaux de la série, ont livré des palynomorphes du Dévonien (MARHOUMI, 1984). Il s'agirait de niveaux du Dévonien inférieur à moyen, plus ancien en tout cas que les niveaux datés des Schistes de Debdou-Mekam.

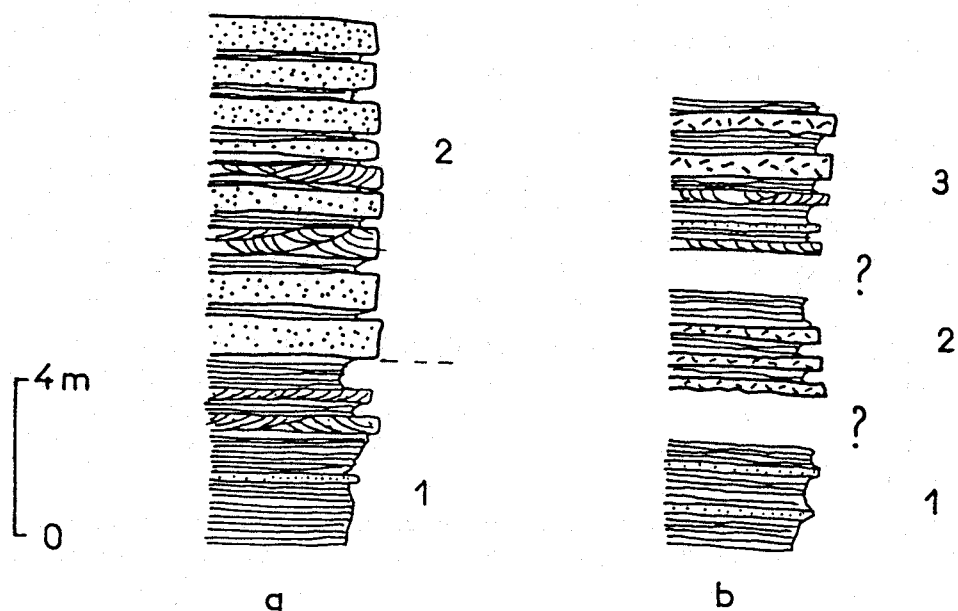


Fig. 24 - Schistes dévoniens de la boutonnière du Boudoufoud.

- a : partie SW de la boutonnière, oued Ouizert ;
- 1 : schistes et silts, silts à stratification oblique ;
- 2 : grès grossiers, à stratifications entrecroisées.
- b : partie nord de la boutonnière ;
- 1 : schistes verts et silts ;
- 2 : schistes verts et grauweekes fines verdâtres ;
- 3 : schistes verts et silts à stratifications obliques et arénites lithiques.



#### 4.2.3. LES SCHISTES DES BENI-SNASSÈNE

Le massif des Beni-Snassène est situé à une trentaine de kilomètres au NW d'Oujda. C'est une boutonnière de terrains paléozoïques recouverts en discordance angulaire par la couverture secondaire. Elle s'allonge en direction E-W sur 20 km environ pour une largeur de 3 à 4 km. La "piste des crêtes" qui la parcourt d'Ouest en Est permet d'avoir une bonne vue d'ensemble de la géologie du massif. Les données bibliographiques concernant le socle paléozoïque sont extrêmement rares. Louis GENTIL (1908) donne une description sommaire des principaux faciès ; il distingue ainsi une série de schistes intercalés de quartzites qu'il attribue à l'Ordovicien et des schistes ardoisières, argileux intercalés de quartzites noirâtres qu'il attribue au Silurien. AGARD et coll. (1958b) décrivent dans les Beni-Snassène des schistes et des grès arkosiques verdâtres à nombreux débris de plantes indéterminables, ces auteurs soulignent l'analogie de faciès avec les Schistes de Debdou-Mekam et rangent donc l'ensemble des terrains paléozoïques des Beni-Snassène dans le Tournaisien-Viséen inférieur.

Dans la partie orientale du massif, les affleurements situés le long de la piste des Crêtes depuis Aïn Sfa jusqu'aux environs de Ras Fourhal montrent une alternance de niveaux riches en bancs de grauweekes : sur 30 à 50 m des grauweekes verdâtres en bancs de 50 cm à 1 m alternent avec de minces niveaux de schistes verts de 5 à 15 cm d'épaisseur. Localement les niveaux de grauweekes peuvent être très grossiers, riches en débris de plantes et de schistes remaniés (Fig. 25b).

Ils s'associent souvent à des niveaux à laminations obliques. On peut également observer des niveaux peu épais (env. 50 cm) où des lits schisteux sont disloqués et remaniés dans une matrice argileuse (Fig. 25a), témoignant de mouvements de glissements bancs sur bancs précoces, à distinguer de niveaux où des éléments silteux sont remaniés dans de l'argile évoquant plutôt l'arrivée de coulées sableuses se disloquant dans l'argile.

Ces niveaux grauweekeux alternent avec des niveaux essentiellement schisteux où s'intercalent de minces lits de silts ou de grès gris-clairs, présentent souvent des figures de slumping.

En d'autres points de la piste des crêtes on observe des séquences évoquant des dépôts de type flysch (Fig. 25c) avec des alternances de grauweekes et de niveaux à laminations obliques et parallèles et des niveaux à slumpings.

Les grauweekes fins sont essentiellement formés de quartz de 70 à 100 $\mu$  et de quelques micas blancs. Les éléments lithiques sont des micro-quartzites et des schistes très fins.

Les grauweekes grossiers sont constitués de quartz anguleux de 500 à 600 $\mu$  très abondants associés à une fraction plus fine de 60 à 150 $\mu$ . On observe quelques plagioclases (oligoclase) des biotites chloritiques et de rares muscovites. Les éléments lithiques sont abondants, ce sont surtout des pélites et des silts. Certains niveaux sont riches en fragments d'origine volcanique : roches microlitiques très altérées, fragments à texture microlitique porphyrique de type trachyte ou trachy-andésite, quelques fragments sont essentiellement formés de baguettes de trémolite disposées en gerbe. La matrice quartzo-chloriteuse est peu abondante, situant la roche entre les grauweekes et les litharénites.

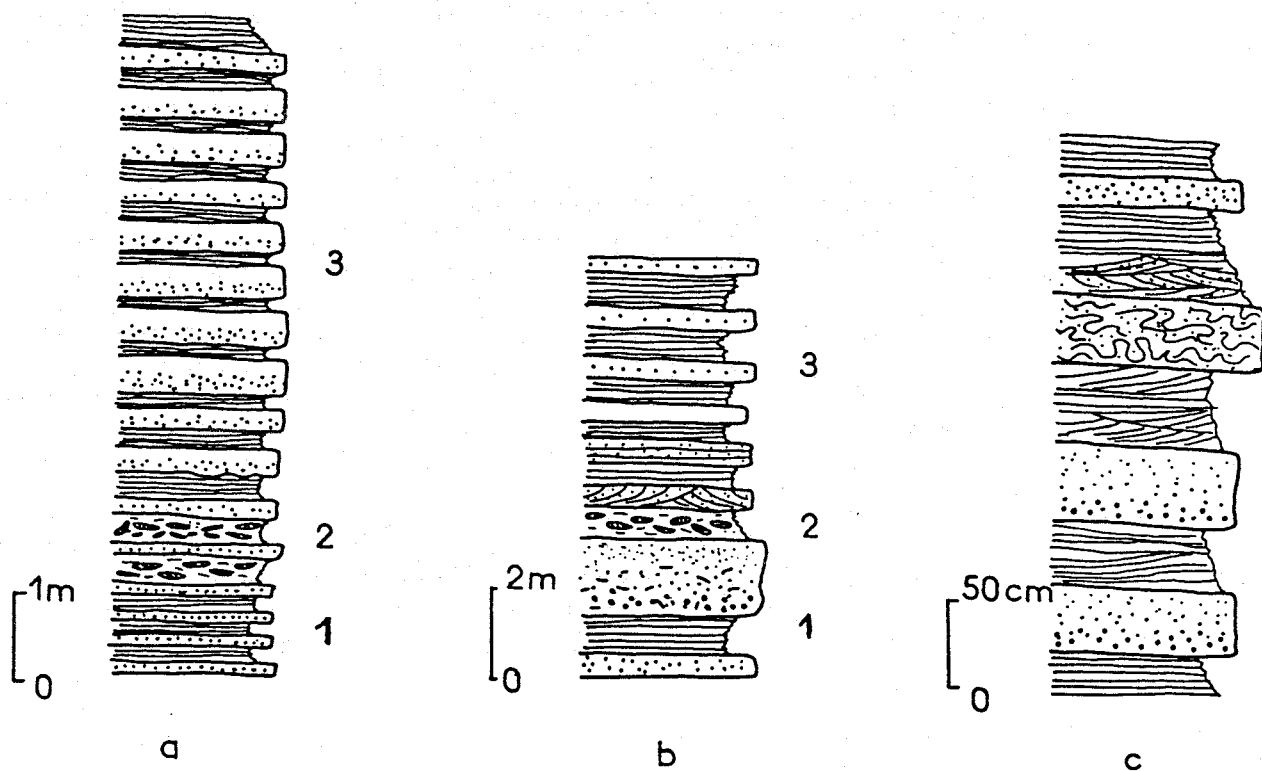


Fig. 25 - Schistes dévoniens des Béni-Snassène.

a.b. : partie est du massif, sur la piste des Crêtes dans le secteur du douar Ouled Jemaâ Tahata ( $x = 799,5$ ;  $y = 474$ ). a ; 1 : série flyscholide, 2 : brèche monogénique de schistes, 3 : alternance schistes et graywackes. b ; 1 : graywackes à débris de plantes et de schistes, 2 : brèche monogénique de schiste, 3 : alternance de schistes et de silts à laminations obliques ou parallèles. C : partie centrale du massif, à l'Ouest de Ras Fourhal sur la piste des Crêtes ( $x = 790,3$ ;  $y = 474,4$ ) ; 1 : graywackes, 2 : schistes et silts à laminations obliques ou parallèles. 3 : grès à convolutes et slumpings.

A ces faciès correspondant à des dépôts de flyschs sont associés des faciès très homogènes constitués par des schistes massifs gris vert ou violacés où l'on distingue des lits centimétriques quartzitiques ou silteux. Ce type de faciès s'observe bien sur la piste des Crêtes et dans les gorges du Zegzel. Enfin vers le col de Sidi-A.E. Rahim au pied du Jebel Tamejout apparaissent des schistes verts avec des niveaux de grès ou de grès quartzites blanchâtres ou gris en bancs de 40 à 60 cm, ce sont ces niveaux qui avaient été attribués à l'Ordovicien-Silurien par GENTIL (1908). En fait il semble qu'il s'agisse toujours de la même série. Je ne peux cependant préciser la place de ces faciès schisto-gréseux par rapport aux alternances schistes-grauwackes ; les travaux détaillés de CHAÏEB (thèse en cours) ainsi que des déterminations palynologiques permettront sans doute de préciser ces points.

#### *Age des Schistes des Beni-Snassène*

Des prescriptions précédentes il ressort clairement que les séries des Beni-Snassène ont un faciès analogue aux Schistes de Debdou-Mekam, aux Schistes du Boudoufoud et à la formation de l'oued Bou-Ayach dans le Tazekka occidental.

Un prélèvement pour détermination palynologique a été fait dans les niveaux schisteux intercalés dans les grauwackes de la partie orientale du massif. Selon MARHOUMI (1984) les spores indiquent un âge dévonien inférieur, correspondant probablement à un niveau plus ancien que le Dévonien du Boudoufoud.

### 4.3. LE DEVONIEN CALCAIRE

Mis à part le flysch dévonien, on connaît en Meseta orientale des affleurements de Dévonien carbonaté à faciès récifal. Ces affleurements sont signalés dans la boutonnière des Zekkara (OWODENKO et coll., 1938 ; OWODENKO, 1976) et un peu plus à l'Est, au Nord de la boutonnière de Jorf Ouazzène près de la frontière algéro-marocaine au pied du Jebel Aourir (LUCAS, 1942 ; 1952). Les macrofaunes trouvés par ces auteurs permettent d'attribuer ces calcaires au Dévonien inférieur à moyen : Emsien à Eifélien.

*Les affleurements des Zekkara* correspondent à un alignement selon une direction N 90 à N 110 de lentilles calcaires isolées les unes des autres, bien individualisées sur la carte au 1/50.000 de F. VALIN (1979) [Fig. 3]. L'aspect lenticulaire des calcaires semble être dû essentiellement à la tectonique, nous y reviendrons au chapitre "déformations". Ces lentilles calcaires sont toujours en contact tectonique avec les psammites de l'Ordovicien inférieur récemment datées (DESTEUCQ et FOURNIER-VINAS, 1981). Près de la zone de contact on remarque que les calcaires gris bleuté sont dolomitisés et prennent une patine rousse, les psammites sont bréchifiées.

La lentille dévonienne la plus importante se trouve à l'Ouest de l'alignement au point coté 979 m (Fig. 3). Cet affleurement se présente comme une klippe tectonique reposant en contact anormal sur l'Ordovicien (Fig. 26). Le fait le plus intéressant ici est qu'à son extrémité sud les calcaires reposent directement sur des phanites du Llandovery. OWODENKO (1976) interprète cette disposition comme le reflet de la transgression de l'Emsien sur le Llandovery moyen, la lacune importante étant selon lui le résultat de mouvements "calédoniens".

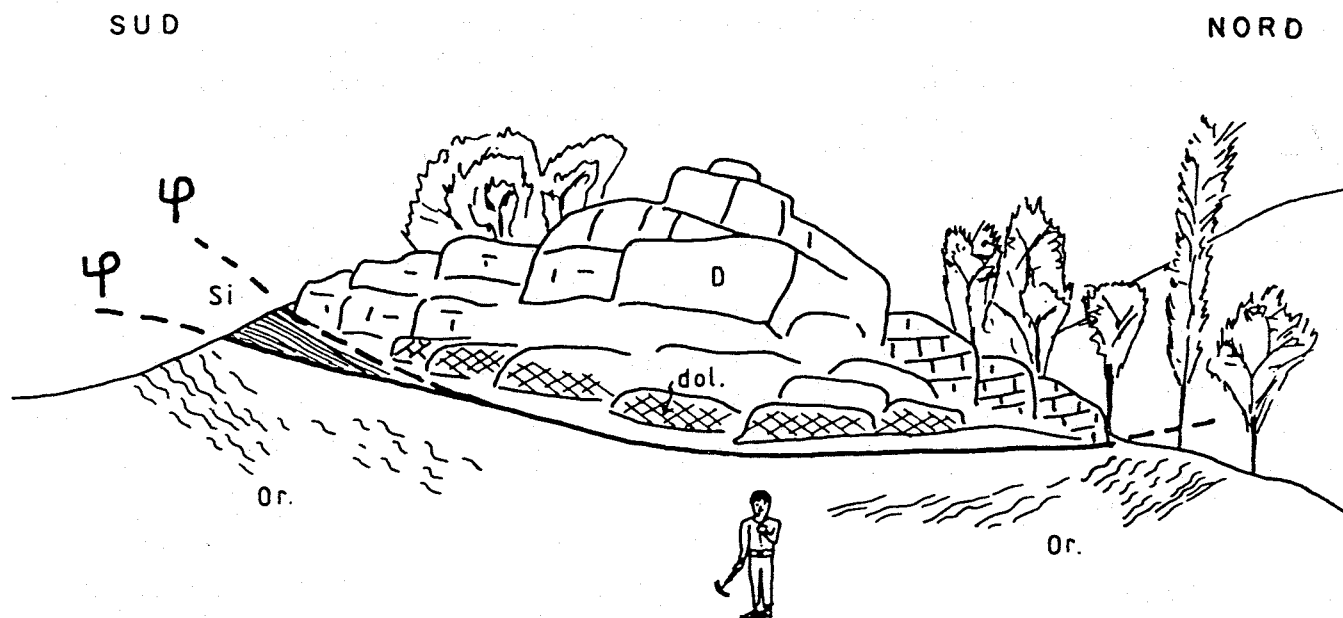


Fig. 26 - Klippe tectonique de calcaires dévoniens dans le SW de boutonnière des Zekkara (point coté 979 m).

D : calcaire dévonien (Emsien, Eifélien).

dol : base de la klippe, dolomitisée.

Si : phyllites siluriens (Llandovery moyen).

Or : Ordovicien inférieur, pélites micacées bréchifiées.

φ : contact anormal.

Dans le contexte structural où se trouvent ces lentilles du calcaire dévonien, on ne peut certes exclure que le contact silurien - dévonien soit tectonique (comme le contact sous-jacent), les termes argileux du Silurien supérieur et du Lochkovien pouvant être laminés lors de la tectonique tangentielle conduisant à la mise en place de la klippe sur l'Ordovicien. Il faut cependant rap- peler que dans l'ensemble de la région d'Oujda le Silurien n'est représenté que par le Llandovery et qu'il manque toujours les niveaux supérieurs. l'hypo- thèse d'OWODENKO reste donc séduisante et on peut envisager sans aller jus- qu'à des plis calédoniens, du moins qu'il existait dans la partie orientale du Maroc des zones hautes où le Silurien supérieur est absent. Ces domaines peu profonds auraient permis au Dévonien inférieur, l'installation de faciès carbonatés récifaux.

Il existe à l'extrémité SW des Zekkara un autre affleurement de Dévonien calcaire (OWODENKO, 1976) qui n'est en fait qu'un bloc décimétrique emballé dans des pélites écailleuses formant la matrice d'un olistostrome d'âge viséen supérieur, dont la signification sera envisagée plus loin (voir Fig. 43, § 5).

*Les affleurements du Nord de Jorf-Ouazzène* au Jebel Aourir se présentent de façon analogue, en lentilles tectoniques dans des schistes ou des phyllades gris-vert à violacé dont le faciès évoque l'Ordovicien inférieur des Zekkara.

Il reste à évoquer le problème de la corrélation entre ces niveaux carbo- natés, indiquant un milieu de type plate-forme, et les faciès *de même âge*, indiquant l'existence d'un bassin subsident. L'hypothèse la plus vraisemblable est que ces faciès carbonatés appartenaient à un domaine de plate-forme bordant vers le Sud-Est le bassin des flyschs dévoniens. Le rapprochement actuel étant la conséquence d'une tectonique tangentielle probablement anté- à intraviséenne (voir chap. tectonique).

#### 4.4. LE DEVONIEN DU MAROC ORIENTAL, CONCLUSIONS

Depuis le massif du Tazekka jusqu'aux Beni-Snassène on peut donc mettre en évidence plusieurs séries détritiques, la formation de l'oued Bou-Ayach dans le Tazekka, les Schistes de Debdou-Mekam, les Schistes du Boudoufoud et les Schistes des Beni-Snassène. Ces différentes séries étaient jusqu'ici attribuées au Carbonifère inférieur (Tournaisien à Viséen inférieur). Les nouvelles données apportées par la palynologie montrent qu'en fait il s'agit de terrains d'âge dévonien : Dévonien inférieur dans les Beni-Snassène, inférieur à moyen (Emsien- Eifélien) dans le Tazekka et probablement le Boudoufoud, Dévonien moyen à supérieur (Givétien-Frasnien) dans les boutonnières de Debdou-Mekam.

Les descriptions qui précèdent montrent également qu'il n'y a pas de diffé- rences notables de lithologies d'une boutonnière à l'autre. On observe toujours des séries détritiques fines : alternance de schistes argileux gris ou verts et de niveaux de grauweekes fines et de silts à stratifications obliques ou slum- pings, ces niveaux sont interrompus par des arrivées brutales de grauweekes et d'arénites correspondant à des courants de turbidité.

De Taza à Oujda la Meseta orientale est donc au Dévonien un domaine subsident où s'accumule une sédimentation de type flysch. Dès le Dévonien inférieur (Emsien) s'individualise un bassin subsident qui fonctionnera au moins jusqu'au Frasnien. Les puissantes séries de grauweekes et d'arénites riches en plantes flottées, traduisent l'existence, dans une zone susceptible d'alimenter ce bassin, de zones surélevées, en proie à une érosion rapide, et comportant des volcans acides à intermédiaires. Peut-être faut-il rechercher ces zones assez loin au Sud ; ce problème sera discuté plus loin.

Ce type de sédimentation constitue un trait caractéristique de la Meseta orientale qui se comporte comme une zone subsidente dès le Dévonien alors que dans la Meseta occidentale le Dévonien est essentiellement carbonaté et présente des faciès de plate-forme relativement stable (HOLLARD 1967 ; PIQUE, 1979 ; PIQUE *et al.*, 1983 ; CAILLEUX, en cours).

Il reste à préciser les limites de ce bassin ; ceci est difficile au niveau de la Meseta orientale seule, car le Dévonien n'y est connu que sous le faciès flysch à l'exception des lambeaux calcaires des Zekkara. Il est donc nécessaire d'examiner rapidement les principaux faciès connus en Algérie et dans la partie est de la Meseta occidentale : la région de Azrou-Khénifra, l'Est des Jebilet et le Haut-Atlas, et d'envisager les corrélations possibles avec la Meseta orientale.

#### 4.5. LE DEVONIEN D'ALGERIE

A l'Est d'Oujda, près de la frontière algéro-marocaine, le Paléozoïque apparaît dans les boutonnières des Traras et de Ghar Rouban et plus à l'Est dans la boutonnière de Tifrit. Le Dévonien y est connu depuis les travaux de G. LUCAS (1942, 1950, 1952).

##### *Ghar Rouban*

Dans ce massif, LUCAS (1942) décrit une formation de type flysch constituée par des schistes et des microbrèches dans lesquels ont été reconnus des débris de plantes, dont CARPENTIER (1938, *in litteris*) faisait du Dévonien supérieur ou du Dinantien inférieur. Les microbrèches, d'après les descriptions de LUCAS, correspondent à des litharénites ou à des grauwackes lithiques granoclassées à éléments de phyllades, de calcaires, de phtanites, de laves microlitiques. Attribuée tout d'abord au Carbonifère inférieur (1942) cette formation sera ensuite rangée dans le Dévonien (LUCAS, 1952) après la datation des microbrèches à plantes de la région de Tifrit (LUCAS, 1950).

##### *Tifrit*

LUCAS (1952) décrit dans cette boutonnière une série de "schistes et de microbrèches à faciès culm ou flysch" identiques à celle de Ghar Rouban. Les débris de plantes (Psilophytales) déterminés par CARPENTIER permettent d'attribuer à ce flysch un âge dévonien moyen (LUCAS, 1950).

##### *Les Traras*

Ce massif paléozoïque a été étudié en partie par GUARDIA (1975) à l'occasion de sa thèse sur L'Oranie nord-occidentale. Il y décrit en particulier un flysch à microconglomérats dont il souligne les analogies avec les descriptions faites par LUCAS du Dévonien de Ghar Rouban et Tifrit. Il note en particulier l'abondance d'éléments lithiques de grès ou quartzites et de laves microlitiques à texture fluidale. Les restes de plantes recueillies par GUARDIA correspondent à une flore de Psilophytales et Protolépido-dendrales d'âge dévonien moyen (détermination Y. LEMOIGNE).

D'après ces différentes descriptions, on se rend compte que l'âge dévonien moyen et le faciès de ces séries dévoniennes de l'Algérie permettent d'en faire l'équivalent des séries de la Meseta marocaine orientale. Par conséquent l'aire de sédimentation des flyschs dévoniens peut être étendue assez largement vers l'Est. Il faut remarquer qu'en Algérie le substratum de ce flysch dévonien n'est pas connu. Son contact avec les formations antérieures ordoviciennes et siluriennes est toujours tectonique, ce qui pose donc le problème de l'autochtonie du Dévonien moyen à faciès flysch (BEAUJARD *et al.*, 1976 ; GONORD et ROLET, 1976).

#### *Le problème des faciès carbonatés dévoniens dans les Traras*

Dans la partie nord du massif des Traras (région d'Honaïne), GUARDIA (1975) signale la présence de calcaires à Tentaculites dont l'âge serait compris entre le Praguien et le Givétien (détermination H. LARDEUX). Selon lui, ces calcaires seraient à l'état de galets ou de blocs de plusieurs m<sup>3</sup> remaniés à la base du Viséen supérieur.

Cependant, BEAUJARD *et al.* (1976a) montrent que ces calcaires seraient interstratifiés à la base d'une série volcanosédimentaire à coussins de laves de composition spilitique (BEAUJARD *et al.*, 1976b). Selon eux l'âge des calcaires indiquerait plutôt le Dévonien supérieur : Frasnien (détermination R. FEIST).

Enfin, récemment CENTENE et CYGAN (1984) attribuent un âge emsien à givétien pour les calcaires situés sous les laves en coussins. Ils suggèrent donc que l'ensemble volcanosédimentaire puisse être une série hétéropique locale de la série flyschoidé, sans que leurs positions respectives puissent être déterminées. Il y a donc une différence fondamentale d'interprétation se résumant dans cette alternative.

- 1) les calcaires dévoniens sont des blocs remaniés à la base d'une série volcanodétritique du Viséen supérieur, discordante sur les termes plus anciens,
- 2) le Dévonien est en place, à la base d'une série volcanodétritique dont l'âge n'est donc plus viséen supérieur mais dévonien, l'attribution de l'étage pouvant varier, la datation des calcaires donnant Praguien, Emsien, Givétien ou Frasnien selon les auteurs.

N'ayant pas parcouru ces régions, je ne peux formuler d'opinion personnelle. Il faut cependant remarquer que l'hypothèse d'un âge viséen supérieur pour les formations volcanodétritiques cadre bien avec ce qui est connu dans la Meseta orientale que ce soit au Maroc ou en Algérie (voir chap. 5) ; des calcaires dévoniens pouvant être remaniés dans des formations chaotiques du Viséen terminal. Par contre, admettre l'existence de coulées spilitiques dans le Dévonien de ce secteur de la chaîne hercynienne est original. Il faut se tourner vers la Meseta occidentale pour trouver du Famanno-Tournaisien à faciès flysch où sont interstratifiés des coulées et des sills de roches basiques (PIQUE, 1979 ; FADLI, 1983 ; GAILLET, 1986). Dans le Maroc oriental le volcanisme est cantonné dans le Carbonifère. Si l'on retient l'interprétation de BEAUJARD *et al.* (1976) et de CENTENE et CYGAN (1984), ce volcanisme basique serait l'indice de la distension dévonienne, devenant peut-être plus importante vers le NE où, en bordure du bassin des flyschs, se mettraient en place des coulées spilitiques. Il est à noter que ces faciès volcanodétritiques à spilites d'âge dévonien moyen (Eifélien) sont connus vers l'Est dans la Dorsale Kabyle (GELARD *et al.*, 1978) et vers le Nord, dans le Rif, où l'unité des Ghomarides renferme des coulées de laves en coussins de type trachytes ou trachyandésites qui sont surmontées (parfois interstratifiées) par des calcaires dont l'âge est wenlock à dévonien inférieur (CHALOUAN, 1986).

#### 4.6. LE DEVONNIEN DE L'EST DE LA MESETA OCCIDENTALE

Je me limiterai ici à des comparaisons et des corrélations avec le Dévonien connu sous le Causse moyen-atlasique dans la partie est du Maroc central entre Azrou et Khénifra, et également avec le Dévonien des Jebilet orientales.

##### *Causse moyen-atlasique*

Le Dévonien affleure dans la boutonnière d'Immouzer du Kandar minutieusement étudiée par CHARRIERE et REGNAULT (1983), BRICE et al., (1983) et CHARRIERE et al. (1984). Du Praguien au Famennien, c'est une zone de plate-forme, siège d'une sédimentation détritico-carbonatée. Le conglomérat emsien à galets de roches éruptives acides est une formation tout à fait caractéristique indiquant la proximité d'un socle émergé qui pourrait être le prolongement oriental de la zone de Rabat-Tiflet (PIQUE, 1979) fonctionnant en tant que ride dès le Dévonien inférieur au niveau d'Immouzer.

##### *Région d'Azrou*

Dans la région d'Azrou, BOUABDELLI (1982) et BOUABDELLI et al. (1983) distinguent un Dévonien autochtone ou paraautochtone représenté par :

- 1) la formation de Bou-Trou - Al-Aççama : grès et quartzites du Siegénien - Emsien, pélites gréseuses passant à des griottes à l'Eifélien puis à des calcaires périrécifaux ;
- 2) la formation du Mouzemmour, constituée de grésopélites et de calcaires à faciès périrécifal d'âge givétien - frasnien ; c'est cette formation qui se prolonge au Nord d'Azrou (Feuille El-Hajeb à 1/100 000, 1975).

Un Dévonien allochtone peut également être distingué, c'est la formation d'Aït-Mimoun - Bou-Agri, constituée par 600 m de flysch calcaire d'âge siegénien présentant des caractères de turbidite proximale. L'installation d'un Emsien calcaire marque le passage à un milieu littoral.

##### *Région de Mrirt*

C'est le prolongement vers le Sud de la région d'Azrou, et l'on peut y distinguer aussi un Dévonien autochtone et un Dévonien allochtone (RIBEYROLLES, 1972). L'autochtone est représenté par le Jebel Bouchot, le Dévonien y est essentiellement carbonaté : calcaires noduleux, schistes à nodules calcaires et calcaires à cherts (400 m au total). Il s'agirait de Dévonien moyen. Dans l'allochtone correspondant à la nappe de Ziar, RIBEYROLLES distingue un Eifélien marno-calcaire et un flysch calcaire (30 m). L'Emsien est cependant signalé (BENSAÏD, 1979) dans la Gara de Mrirt qui appartient aux terrains allochtones ainsi que sur le flanc est de l'unité du Jebel Bou-Khemis constituant vraisemblablement le prolongement de l'Unité des Aït-Mimoun - Bou-Agri à Azrou. Il se présente sous un faciès de schistes et grès calcareux à convolutes, analogues - d'après les descriptions - au Siegénien-Praguien d'Azrou. Le Dévonien moyen est composé de calcaires à cherts et de schistes en plaquettes passant latéralement à un flysch calcaire (10-50 m). Au Dévonien supérieur apparaissent des calcaires griottes (Frasnien) et une lumachelle à *Dzieduszyckia* termine la série au Famennien.



### *Les Jebilet orientales*

Le Dévonien des Jebilet orientales affleure dans les nappes de glissement mises en place au Viséen supérieur. HUVELIN (1977) donne trois coupes prises dans trois unités différentes. Ainsi, d'Ouest en Est, on peut distinguer :

1) dans l'Unité de Jaïdet un Dévonien inférieur représenté par des griottes, des argilites puis des schistes et calcaires gréseux ;

2) dans l'Unité de Bou-Marhara, des griottes d'âge praguien-emsien sont discordantes sur le Siluro-Lochkovien ; d'importants slumpings indiquent l'instabilité du fond marin ; au Dévonien moyen, un flysch gréseux surmonté de schistes verts et de grès et calcaires gréseux à convolutes termine la série ; enfin,

3) dans l'Unité du Jebel Smaha à El-Kelaa-des-Srarhna, un flysch gréseux dévonien surmonte directement le Siluro-Lochkovien.

Il semble donc que ces différentes unités indiquent par leurs faciès une paléogéographie dévonienne comportant d'Ouest en Est le passage d'une zone limite entre plate-forme et talus, indiquée par les calcaires griottes, à un domaine de talus franc indiqué par le développement du faciès flysch.

### *La boutonnière d'Aït Tamelil*

Située dans le Haut-Atlas central, cette boutonnière est caractérisée par la nappe d'Aït-Tamelil (JENNY et LE MARREC, 1980) interprétée comme une nappe de glissement écaillée reposant sur un complexe chaotique d'âge viséen supérieur et en cela tout à fait analogue aux nappes des Jebilet orientales. Dans cette nappe, JENNY (1983) définit la formation d'Iguelouane : flysch constitué de grès et siltites associés à des shales noirs et des grès de type quartz-arénites. Cette formation est attribuée au Dévonien moyen par sa position sur des shales verts datés du sommet du Dévonien inférieur.

### CONCLUSIONS (Fig. 27)

D'une manière générale, dans la portion de la Meseta occidentale à laquelle nous nous sommes intéressés, le Dévonien autochtone présente un faciès de plate-forme essentiellement carbonatée avec des environnements de type récifal ou périrécifal où les faciès détritiques sont également représentés. Ce domaine correspond à la ligne Jebel Bouchot - Azrou et peut-être Imouzzer. Le Dévonien allochtone présente des faciès plus variés, évoquant une limite plate-forme-talus, avec des variations verticales et latérales de faciès assez rapides, pouvant correspondre à l'individualisation de rides et de sillons. Ainsi, dans la nappe des Aït-Mimoun-Bou-Agri à Azrou s'individualise un flysch calcaire au Siegénien, suivi dès l'Emsien par l'installation de faciès périrécifaux. De la même manière se développent des niveaux de flyschs calcaires à l'Eifélien et au Dévonien moyen dans la nappe de Ziar. Les niveaux de griottes apparaissent également fréquemment : au Dévonien inférieur dans les Jebilet, au Dévonien supérieur à Ziar. Quant au faciès flysch, il n'apparaît typiquement que dans les unités les plus orientales de la nappe des Jebilet et dans le Dévonien moyen de la nappe d'Aït Tamelil.

On peut donc esquisser des corrélations avec la Meseta orientale, tout en insistant sur le caractère hypothétique de ces corrélations, faites souvent entre des zones séparées par d'importants recouvrements post-paléozoïques.

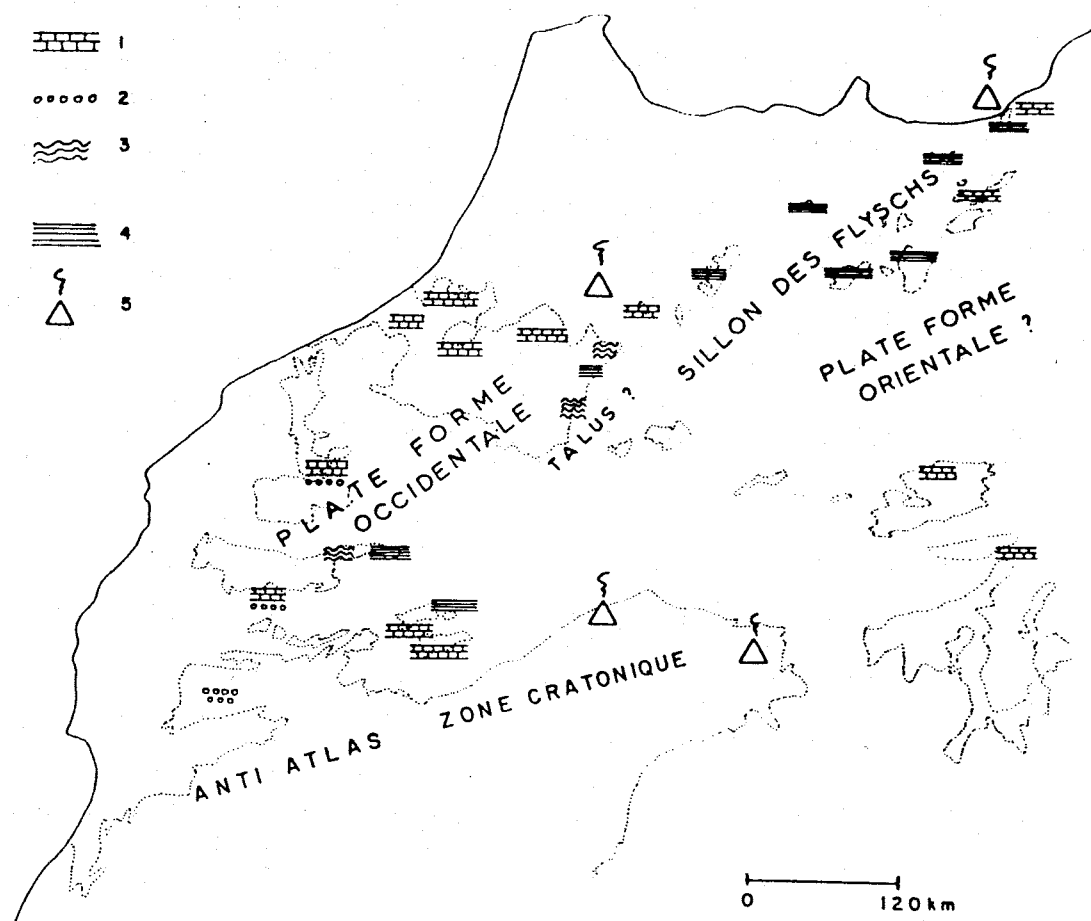


Fig. 27 - Carte schématique des principaux faciès du Dévonien inférieur-moyen au Maroc.

- 1 : calcaires de plate-forme, récifaux ou subrécifaux.
- 2 : faciès conglomératiques.
- 3 : faciès de talus, calcaires noduleux (griottes), calcaires à cherts.
- 4 : faciès flysch.
- 5 : roches volcaniques d'âge dévonien.

- Le bassin flysch de Meseta orientale qui, on l'a vu, s'étend largement vers l'Est en Algérie, peut être prolongé vers le SW en admettant que les flyschs dévoniens des unités les plus orientales des Jebilet et de la nappe des Aït Tamelil en soit des témoins, charriés vers l'Ouest ou le SW au Viséen supérieur.

- Ce bassin serait limité vers l'Ouest par une plate-forme essentiellement carbonatée qui devait s'étendre largement dans toute la Meseta occidentale (CAILLEUX en préparation) au moins jusqu'au Famennien pour ce qui concerne la Meseta nord-occidentale (PIQUE, 1979). A Imouzzar, les faciès de l'Emsien suggèrent même la proximité d'un continent, probablement vers le Nord, dans le prolongement de la zone Rabat-Tiflet.

- La zone intermédiaire entre cette plate-forme et le bassin correspondant à un talus instable avec des flyschs, des calcaires griottes se retrouve actuellement à l'état de nappes de glissement : Jebilet, Ziar, Azrou.

- Quant à la limite sud du bassin flysch, elle est extrêmement difficile à établir. Les petits affleurements de calcaires récifaux du Dévonien inférieur-moyen du Sud d'Oujda sont probablement des témoins d'une plate-forme carbonatée limitant vers le SE le sillon des flyschs. Il est imprudent de vouloir être plus précis en l'absence d'affleurements paléozoïques dans la cuvette de la Moulouya et les Hauts-Plateaux. Les premiers affleurements indiquant des zones hautes au Dévonien se trouvent très au Sud. On peut signaler les calcaires récifaux de la partie nord du Tamelelt (DU DRESNAY et LAFUSTE, 1960) et les faciès volcaniques et volcanodétritiques de l'Anti-Atlas oriental. Ces derniers sont décrits à Tineghir sous l'aspect de brèches volcaniques très altérées probablement Dévonien inférieur (MICHARD *et al.*, 1982) et au Sud d'Erfoud à Hamar Laghdad où des tufs pyroclastiques constituent une zone haute pendant et avant le Praguien (HOLLARD, 1967). Il est évidemment tentant de rechercher dans ces zones méridionales sinon les limites du bassin de flysch, tout au moins les origines des éléments de roches volcaniques particulièrement abondants dans les grauwackes du flysch dévonien.



## Chapitre V

### LE CARBONIFÈRE

La découverte du Carbonifère en Meseta orientale remonte à 1908, date à laquelle GENTIL identifie le Viséen supérieur sur le flanc nord du synclinorium de Jerada. Par la suite les datations se multiplient. CLARIOND (1933) date le Viséen supérieur dans le Sud du Mekam et montre qu'il repose en discordance sur les schistes épimétamorphiques. Dans ce Viséen supérieur, MARIE (1936) met en évidence le complexe volcano-détritique d'Ez-Ziroug. OWODENKO (1946, 1976) donne les descriptions très précises du Carbonifère du bassin de Jerada, daté du Viséen supérieur au Westphalien C. Enfin les travaux de MEDIONI (1980) constituent une bonne mise au point sur les séries carbonifères des boutonnières de Debdou-Mekam. Il faut signaler également les travaux de MORIN (1948a-b) dans la Tazekka où le Viséen supérieur-Namurien sont signalés en enclaves dans une formation appelée par cet auteur "microgranite de Boujâada".

Pour ce qui concerne la Meseta marocaine orientale, le Carbonifère affleure peu. On le connaît dans la partie NE du massif du Tazekka et au Nord de la Boutonnière de Debdou, dans le petit secteur de la Tafachna, mais les affleurements les plus importants sont situés dans la partie sud de la boutonnière du Mekam et surtout dans le synclinorium de Jerada au Sud d'Oujda. Nous examinerons successivement ces différents secteurs.

Après le Dévonien, la Meseta orientale connaît une phase orogénique importante avec plissement et métamorphisme : c'est la phase antéviséenne ou "bretonne", caractérisant les zones internes des Hercynides marocaines. La conséquence de ces mouvements antéviséens est l'émersion de la Meseta orientale après le Dévonien supérieur.

La sédimentation ne reprend qu'à partir du Viséen supérieur par des dépôts essentiellement volcano-détritiques, en discordance angulaire sur les terrains plus anciens, structurés, eux, par la phase antéviséenne.

## 5.1. LE TAZEKKA

Le Carbonifère du Tazekka est représenté par un puissant complexe volcano-sédimentaire affleurant dans la partie NE du massif. Ce complexe est signalé par MORIN (1960) sous le nom de série "schisto-volcanique de Ras-el-Katra". Discordante sur les Schistes du Tazekka, cette série est attribuée au Viséen supérieur d'après des analogies de faciès avec les séries volcaniques datées dans le Mekam et à Jerada. Par ailleurs, MORIN (1948a-b) décrit dans le NE du Tazekka le massif de microgranite de Boujâada, intrusif dans les Schistes du Tazekka et le complexe schisto-volcanique. Des travaux plus récents ont permis de préciser et de modifier légèrement ces conceptions. En particulier, le massif de "microgranite" n'est plus considéré comme un corps intrusif mais comme une accumulation de produits volcanoclastiques acides, appartenant au même ensemble que le complexe volcano-sédimentaire (HOEPFFNER, 1981 ; CHALOT, 1984). Quant à l'âge de ces dépôts, il est compris entre le Viséen supérieur terminal-Namurien A (MARHOUMI, 1984 ; CHALOT-PRAT et ROY-DIAS, 1985) et le Westphalien inférieur (CHALOT-PRAT, 1984).

D'après les levés de MORIN (inédit) et des observations personnelles, ce complexe volcano-détritique comprend deux ensembles (HOEPFFNER, 1981) : 1) des volcanoclastites et des laves de type andésite et dacite, surmontés par 2) un ensemble essentiellement formé de volcanoclastites acides correspondant au "microgranite de Boujaada" de MORIN (1948a). Si, à l'échelle de la carte à 1/100 000e, cette division est possible, les observations de détail montrent qu'en fait, on trouve dans le premier ensemble des faciès acides analogues à ceux de l'ensemble supérieur et que ce dernier comporte des niveaux de volcanoclastites et de laves identiques à ceux de l'ensemble inférieur. Les levés détaillés entrepris par CHALOT-PRAT (1984, 1986) apportent des précisions sur l'organisation spatiale du complexe volcano-détritique qui est interprété comme une dépression volcano-tectonique. Parallèlement, les travaux de HUVELIN (1986) mettent également en évidence les liens entre tectonique et volcanisme. Je me contenterai ici d'une description de quelques faciès caractéristiques.

### 5.1.1. L'ENSEMBLE BASAL : VOLCANOCLASTITES ET LAVES

Le contact entre le complexe volcanosédimentaire et les Schistes du Tazekka est rarement observable de façon satisfaisante. En général, il s'agit d'un contact anormal vertical ou à fort pendage vers l'Est (fig. 28). En quelques points on peut cependant observer les dépôts volcano-détritiques directement discordants sur les Schistes du Tazekka.

Au Sud de Bab-el-Frij, en contrebas de la piste se dirigeant vers Ademame, une coupe (Fig. 28) montre, reposant directement sur les Schistes du Tazekka, un microconglomérat constitué d'éléments de ces Schistes, de 0,1 à 0,5 cm, dans une matrice argileuse verdâtre. Ce niveau mince est lenticulaire, on le retrouve cependant souvent, jalonnant le contact entre les Schistes du Tazekka et le complexe volcano-sédimentaire (Fig. 28 coupes 1-3-4).

L'examen microscopique (Fig. 29) montre une matrice argilo-silteuse abondante dans laquelle sont éparpillés des éléments dont la taille est généralement faible : 5 mm au maximum. On distingue des éléments arrondis de silts, des fragments de psammites provenant vraisemblablement des minces niveaux gréseux des Schistes du Tazekka, quelques éléments de phyllades et des petits grains arrondis d'un assemblage quartzo-chloriteux provenant des filonnets quartzeux des Schistes du Tazekka.

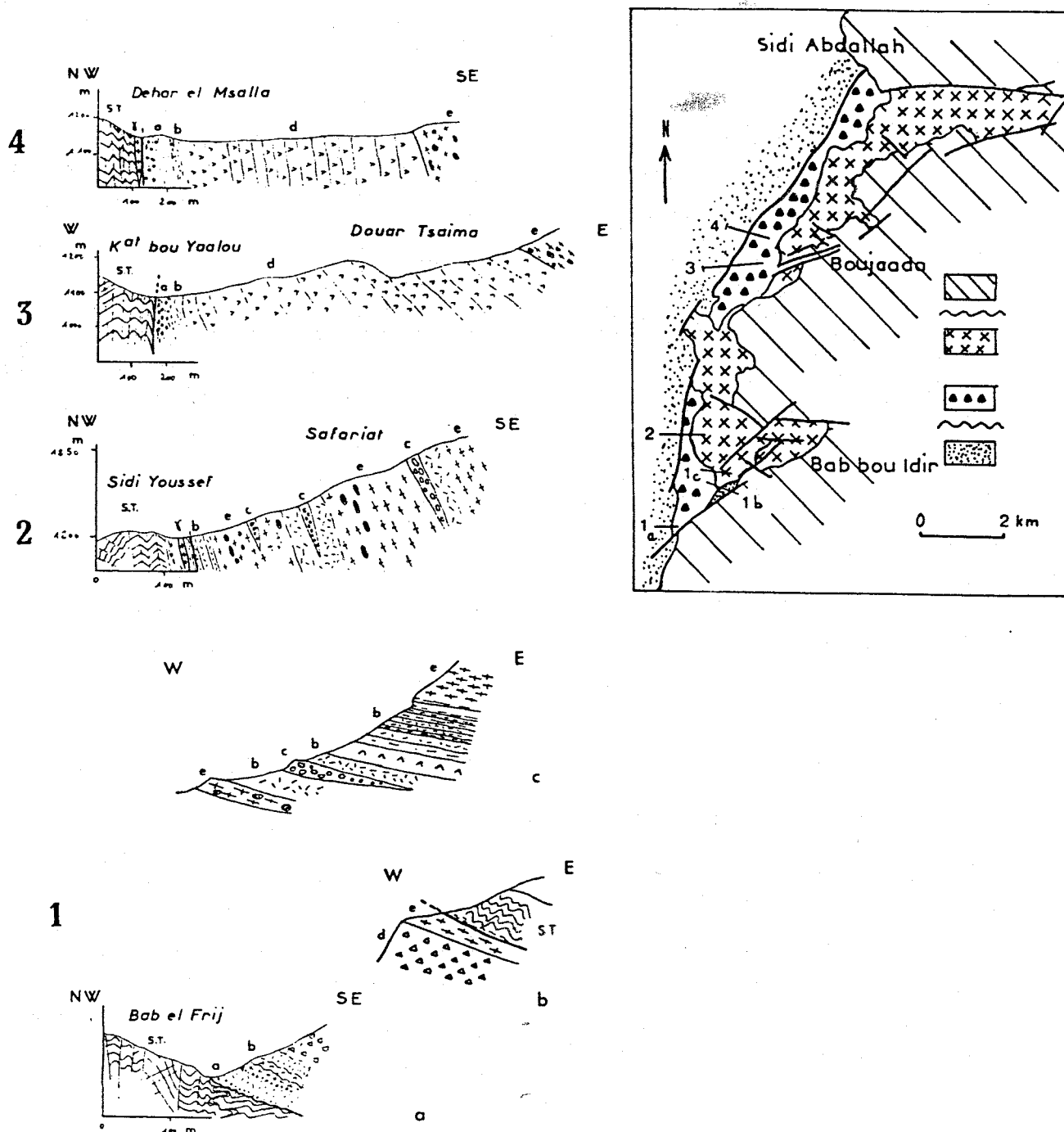


Fig. 28 - Coupes dans la partie centrale et méridionale du complexe volcano-sédimentaire du Tazekka. (encadré, localisation des coupes). S.T. : schistes du Tazekka, Ordovicien. a : brèches et conglomérats de base du complexe volcano-sédimentaire. b : tufs et tuffites, c : lentilles conglomératiques, d : tufs andésitiques, e : formation de Boujaâda, volcanoclastites acides, ignimbrites.

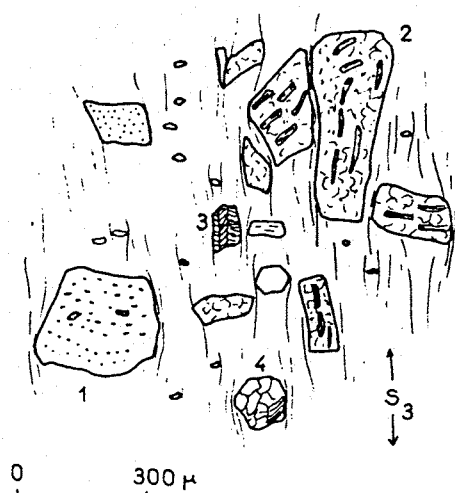


Fig. 29 - Microconglomérat de base du complexe volcano-sédimentaire (Bab-el-Frij).

- 1 : silt,
- 2 : fragments de psammites,
- 3 : fragment de phyllade,
- 4 : quartz filonien,
- S<sub>3</sub> : schistosité liée à la phase tardive, post-westphalienne.

Au-dessus de ce microconglomérat, les différentes coupes montrent l'apparition de niveaux typiquement volcano-détritiques, ces derniers peuvent reposer directement sur les Schistes ordoviciens comme à Bab-el-Frij, au niveau du croisement entre la route de Bab-bou-Idir et la piste d'Ademame.

Ces niveaux volcano-détritiques comportent 1) des passées sédimentaires avec des grauweekes fines et des siltites verdâtres où s'interstratifient des lentilles de conglomérats à éléments de Schistes du Tazekka 2) des passées de volcanoclastites à caractère pyroclastique plus ou moins accusé, où l'on distingue des cinérites, des tufs et des tuffites et des brèches pyroclastiques.

#### 1) Les niveaux sédimentaires

Ils apparaissent à différents niveaux, interstratifiés avec les volcano-clastites. On peut distinguer :

• des niveaux d'argilites jaunâtres ou verdâtres à cassure conchoïdale.

• des niveaux de grauweekes fines verdâtres, passant à des grès fins ou à des silts.

Les grauweekes sont constitués d'éléments d'environ 200  $\mu$ . On distingue des grains de quartz, des microgalets arrondis de silts et de quartzites, des fragments de phyllades, des biotites brunes plus ou moins chloritisées, des chlorites vertes en "tonnelet", des fragments de matière organique provenant probablement de débris végétaux. La matrice argileuse est généralement peu abondante. On peut parler ici de litharénite ou de grauweeke lithique.



Les conglomérats forment des niveaux lenticulaires d'un ou deux mètres d'épaisseur maximum. Ils sont constitués essentiellement par des galets de psammites et de silts verdâtres, de Schistes du Tazekka et de quartz filonien. La taille des éléments varie de quelques mm à 1 à 2 cm ; ils sont arrondis mais toujours très mal classés.

A L'examen microscopique (fig. 30) on retrouve ces différents éléments avec de plus quelques fragments de calcite sparite et des fragments de volcanoclastites (tufs et cinérites), ces derniers étant cependant très rares.

Ces niveaux de conglomérats sont en général associés aux grauweekes fines. Le fait que l'on n'y trouve que de très rares éléments de roches volcaniques peut laisser supposer que ces dépôts détritiques étaient surtout alimentés par l'érosion du massif de Tazekka, et épisodiquement interrompus par des projections de roches pyroclastiques.

Les schistes noirs. Sur la route de Sidi-Abdallah à Bab-bou-Idir affleure un niveau lenticulaire de schistes noirs, d'environ 4 m dans sa plus grande épaisseur. Il repose sur des niveaux de tufs ou de tuffites et il est surmonté par une coulée de lave dacitique (fig. 31). Ce niveau est connu depuis longtemps, il a été découvert par CLARIOND (*in* VAN LECKWIJCK et TERMIER, 1938). Il s'agit d'argilites noires, charbonneuses, à nodules pyriteux ; la compaction importante confère à la roche un débit préférentiel de type schisteux parallèle à la stratification.

L'intérêt de ce niveau est de contenir d'abondants débris de plantes, avec notamment des *Lepidodendron* dont la répartition va du Viséen au Westphalien (*in* MORIN, 1954).

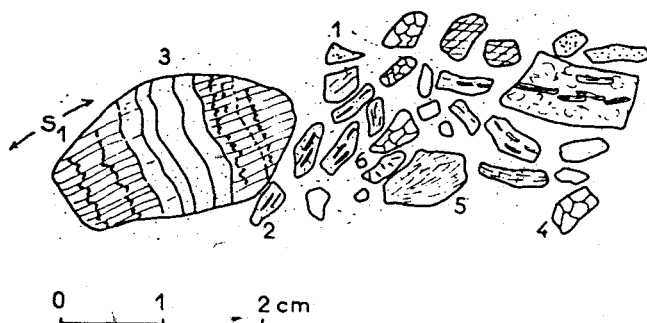


Fig. 30 - Conglomérat interstratifié dans la série volcanosédimentaire du Viséen supérieur du Tazekka (Bab-el-Frij).

1 : silt, 2 : psammites, 3 : schistes du Tazekka déformés par une schistosité  $S_1$  antéviséenne, 4 : quartz filonien, 5 : cinérite, 6 : tufs.

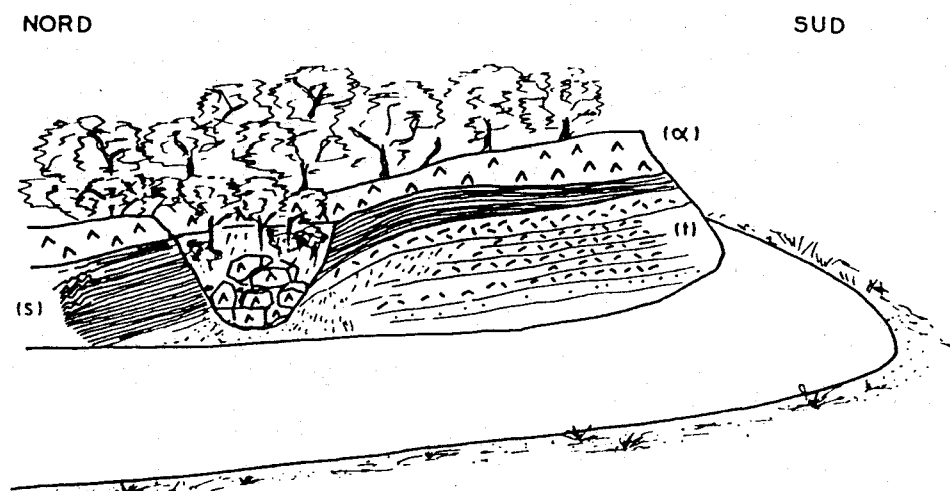


Fig. 31 - Affleurement du niveau de schistes noirs à *Lepidodendron* ("enclave Clariond") en bordure de la route secondaire R.S. 311 de Sidi Abdallah à Bab bou Idir. Les schistes noirs (S) sont interstratifiés entre des tufs (t) et des andésites (α).

Des échantillons confiés à M. J. LAVEINE de l'Université de Lille se sont malheureusement révélés inutilisables pour permettre une détermination précise (LAVEINE, 1980, comm. pers.). L'étude des spores a, par contre, permis d'attribuer à ces schistes noirs un âge viséen supérieur terminal (MARHOUMI, 1984) et par-là même de dater les premiers niveaux du complexe volcano-détritique.

## 2) Les volcanoclastites

Les volcanoclastites constituent la partie la plus importante de cet ensemble basal du complexe volcano-sédimentaire. Par volcanoclastites, on entend roches clastiques formées totalement ou en partie par des fragments d'origine volcanique (FISHER, 1966). Selon les auteurs (FISHER, 1961, 1966 ; CHALOT-PRAT et LE GALL, 1978), à la classification granulométrique, on doit superposer une classification génétique permettant la distinction entre des *pyroclastites* dont les fragments sont produits lors des explosions et immédiatement déposés et des *épicroclastites* dont les fragments sont issus de l'action des agents d'érosion, et il s'agit essentiellement de roches volcaniques et pyroclastiques érodées et redéposées. Dans certains cas, la distinction est cependant difficile à faire et alors j'emploierai le terme général de volcanoclastites sans faire intervenir de connotations génétiques.

Dans les coupes des secteurs de Bab-el-Frij, de Sidi-Youssef et du douar Tsaima (fig. 28, 1-2-3), les volcanoclastites constituent des niveaux assez bien stratifiés disposés en bancs centimétriques (5 à 50 cm) de teinte généralement jaune - verdâtre ou rougeâtre. Leur granulométrie permet de les ranger dans la catégorie des cinérites et des tufs.

Les niveaux de tufs fins de Bab-el-Frij sont constitués de grains de 70 à 80  $\mu$  environ de quartz esquilleux ou fendillés, de biotites chloritisées très souvent knikées, des échardes de verre entièrement recristallisées. Ces phénoclastes sont emballés dans une felsite cryptocristalline pouvant correspondre à un verre ou à des cendres, recristallisés.

Dans le secteur du douar Tsaïma, des niveaux rougeâtres et violacés sont formés de grains de 50 à 100  $\mu$  où l'on reconnaît un peu de quartz, beaucoup de feldspaths plagioclases altérés, des chlorites, des plages irrégulières provenant probablement de l'altération de minéraux ferromagnésiens entièrement épigenisés par du quartz et de l'oxyde de fer, des échardes de verre recristallisé.

Ces niveaux fins montrent donc des caractères pyroclastiques assez nets, malgré l'altération assez profonde de ces niveaux et la déformation synschisteuses qui les affecte. On peut les assimiler à des tufs ou à des cinérites.

Les niveaux plus grossiers sont mieux représentés, ils alternent avec les niveaux de tufs fins décrits plus haut. Les clastes sont de grande taille, de l'ordre de 1 à 2 mm environ. On peut distinguer plusieurs faciès.

Dans la coupe de Sidi Youssef (fig. 32), la roche contient des fragments de feldspath oligoclase fissurés, de nombreux quartz rhyolitiques corrodés, ces cristaux de quartz sont fracturés et souvent éclatés, les biotites brunes chloritisées sont abondantes, elles sont fréquemment tordues ou knikées. Ces phénoclastes sont emballés dans une pâte cryptocristalline correspondant à un verre recristallisé. On y distingue des échardes de verre altéré qui, par endroit moulent nettement les phénocristaux. Le caractère pyroclastique est ici très net, ce faciès évoque des tufs soudés rhyolitiques ou rhyodacitiques, nés par écoulement pyroclastique.



Fig. 32 - Lames minces de tuf grossier provenant du secteur de Sidi Youssef.

- 1 : quartz éclaté,
- 2 : plagioclase,
- 3 : biotite chloritisée, déformée,
- 4 : échardes vitreuses.

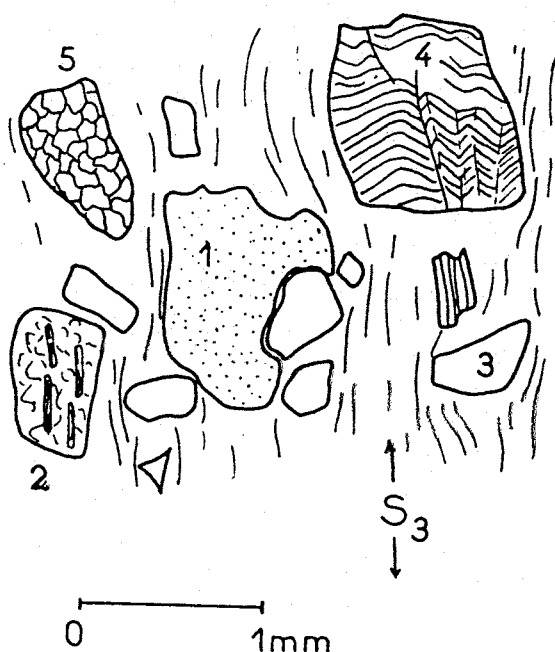


Fig. 33 - Lame mince de tuf grossier  
provenant du secteur  
de Bab-el-Frij.

- 1 : feldspath plagioclase,
- 2 : fragment de psammite,
- 3 : quartz,
- 4 : biotites chloritisées, déformées,
- 5 : quartz filonien,
- S<sub>3</sub> : schistosité post-westphalienne.

D'autres faciès provenant de la même coupe ou des secteurs de Bab-el-Frij (Fig. 33, ) montrent des quartz rhyolitiques corrodés, des biotites brunes chloritisées, des fragments de roches volcaniques à structures vitreuse ou microlitique toujours très recristallisées. Ces éléments sont emballés dans une pâte cryptocristalline correspondant probablement à des cendres très fines recristallisées en produits quartzo-chloriteux et sériciteux.

Là encore le faciès est nettement pyroclastique correspondant à des projections de *tufs grossiers*.

Dans le secteur du douar Tsaïma, aux tufs fins décrits plus haut sont associés des niveaux plus grossiers, constitués de fragments de 500  $\mu$  à 1 mm environ parmi lesquels on reconnaît des plagioclases toujours très altérés en séricite, calcite, quartz et parfois chlorite, des fantômes de ferromagnésiens transformés en chlorite verte cryptocristalline, des fragments de lave à structure microlitique porphyrique ou vitreuse, altérés. L'altération de la roche conduit à un important développement d'amas d'oxyde de fer, responsables de la coloration rouge-violacé de ces roches. Enfin, ces différents fragments baignent dans une pâte cryptocristalline, ancien verre recristallisé où l'on peut reconnaître des vésicules sphériques ou allongées, coalescentes. Il s'agit là encore de pyroclastites où l'on note l'absence des quartz rhyolitiques, ce qui permet de penser que l'on a affaire à des *tufs andésitiques*.

Entre Merja-el-Caïd et Sidi Youssef, associés à ces tufs acides à grain grossier toujours très altérés et mal consolidés, on observe des niveaux massifs à patine blanche, sombres en cassure et altérés en boule. Ces niveaux sont lenticulaires au sein des tufs grossiers dont ils semblent représenter des faciès moins altérés.

Au microscope on retrouve un assemblage anarchique de phénocristaux de quartz corrodés à fracture rhyolitique, souvent fissurés et éclatés, des feldspaths potassiques et surtout des plagioclases (oligoclase-andésine), des biotites chloritisées, des éléments lithiques de schistes et de siltites. On observe également des *enclaves* centimétriques de roches à structure grenue fine, équante, de type *granite calco-alcalin*. La taille de ces éléments varie de 100  $\mu$  à 2 ou 3 mm environ, ils sont dans une matrice microcristalline renfermant de nombreux granules d'opales.

On observe de plus, dans ces roches, des fragments centimétriques allongés, aux extrémités déchiquetées, où l'on retrouve les mêmes phénocristaux que dans l'ensemble de la roche, mais relativement plus rares, isolés dans une matrice cryptocristalline. Dans celle-ci l'on reconnaît nettement une fluidalité soulignée, par des échardes de verre recristallisé moulant les phénocristaux. Ces éléments évoquent des faciès de tufs soudés à chaud, de type *ignimbrite* (fig. 34).

Des niveaux de *brèches pyroclastiques* sont observables à proximité des masses andésitiques ou dacitiques. KHARBOUCH (1982) distingue des brèches monogéniques et polygéniques. Les premières semblent localisées à la base des coulées (fig. 35), les secondes sont plus épaisses, constituées de blocs anguleux, de taille variable (fig. 36), de laves sombres ou claires.

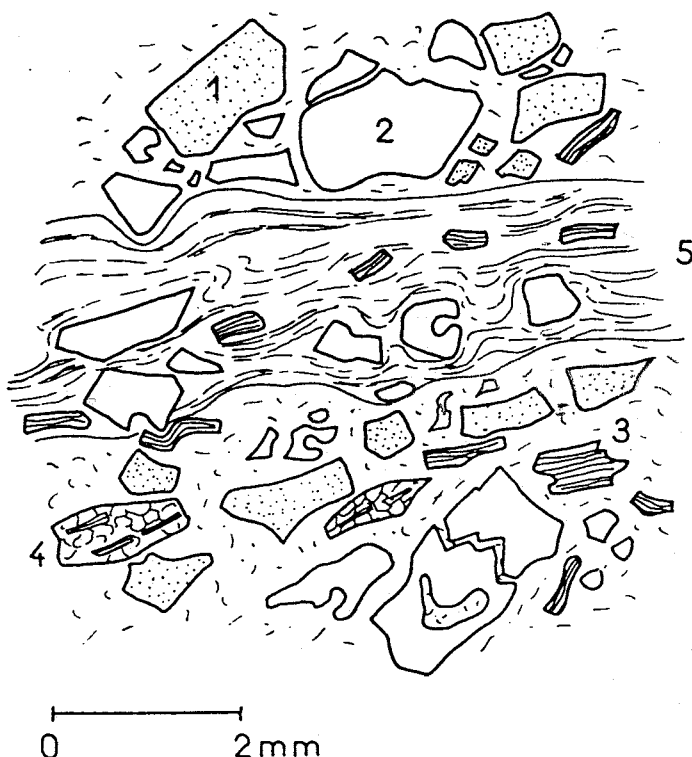


Fig. 34 - Tuf grossier. Secteur situé entre Merja-el-Caïd et Sidi Youssef.

- 1 : feldspath plagioclase.
- 2 : quartz éclaté.
- 3 : biotite chloritisée,
- 4 : fragment de psammite,
- 5 : fragment de tuf soudé à structure ignimbritique.

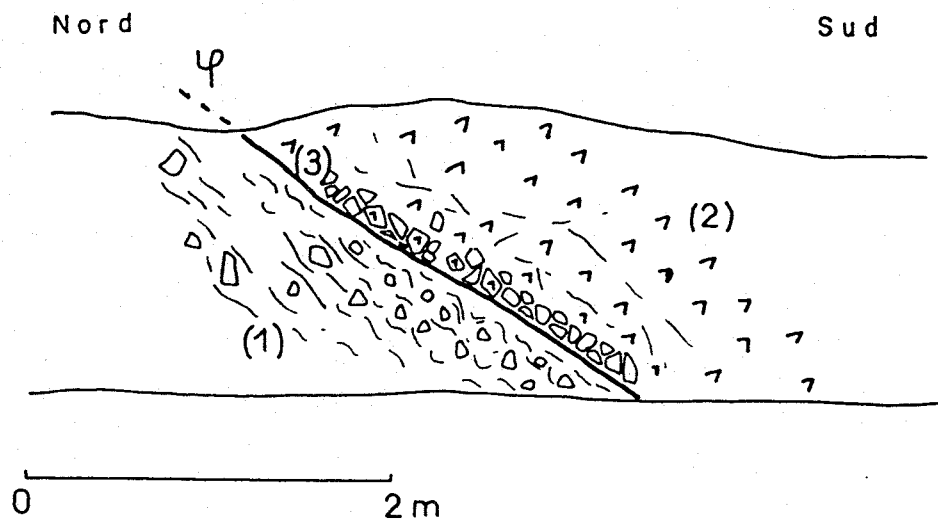


Fig. 35 - Piste de Bab-el-Frij - Ademame. Contact entre les brèches pyroclastiques (1) et les andésites (2). La base de la coulée (3) montre une fracturation conduisant à une bréchification, liée au cisaillement entre les deux ensembles (φ).



Fig. 36 - Piste de Bab-el-Frij - Ademame. Bloc anguleux de lave andésitique dans les brèches pyroclastiques.

L'examen microscopique montre que la roche est essentiellement formée de fragments de laves, millimétriques à centimétriques, présentant une structure microlitique parfois porphyrique. Les phénocristaux et les microlites sont des plagioclases fortement altérés en séricite et calcite, la mésostase est un verre entièrement recristallisé en chlorite. Parmi les autres fragments dont la taille est millimétrique, on reconnaît des plagioclases altérés, des quartz rhyolitiques, quelques rares fragments de microquartzites et de schistes. La matrice de la brèche est une pâte cryptocristalline brunâtre subisotrope.

### 3) Les laves

Des coulées de laves sont interstratifiées avec les volcanoclastites de l'ensemble basal du complexe volcanosédimentaire. Il s'agit pour l'essentiel d'andésites ou de dacites avec quelques rares coulées rhyolitiques.

- *Les rhyolites* sont rares, on peut les observer au SW de Boujaâda interstratifiées dans les volcanoclastites de la base du complexe. Elles forment de minces niveaux de teinte rougeâtre où, à l'œil nu, se reconnaît une fluidalité et des bulles de dégazage (HOEPFFNER, 1981).

Au microscope, la structure est vitreuse porphyrique. Les minéraux en phénocristaux sont : le quartz en cristaux arrondis avec golfes de corrosion, le feldspath potassique perthitique avec macle de Carlsbad et un plagioclase intermédiaire entre oligoclase et andésine. La biotite est chloritisée et ses clivages chargés d'opacités ; elle souligne de façon particulièrement nette la fluidalité de la lave. La pâte finement microgrenue correspond à un verre entièrement recristallisé.

Les critères de terrain ne sont, à vrai dire, pas déterminants ici pour affirmer qu'il s'agit de coulées au sens strict, la concordance avec les volcanoclastites, la fluidalité, le caractère vitreux de la pâte sont des caractères qui s'accordent aussi avec une mise en place sous forme de sills hypovolcaniques.

- *Les andésites* constituent l'essentiel des corps volcaniques interstratifiés dans les volcanoclastites de l'ensemble inférieur. Elles forment des masses lenticulaires parfois très épaisses comme à Merja-el-Caïd, en contrebas de la route, où 100 m d'épaisseur de lave sont observables. De teinte grisâtre en surface, ces laves sont en général de teinte vert sombre passant à des teintes vert-olive ou violacée lorsqu'elles sont altérées. La structure est microlitique porphyrique, la fluidalité est parfois bien marquée comme dans les coulées du secteur du Douar Tsaima à l'Ouest de Boujaâda.

Les andésites affleurant entre Bab-el-Frij et Merja-el-Caïd sont décrites par KHARBOUCH (1982). "Ce sont des roches à texture microlitique porphyrique, les microlites soulignent la fluidalité de la roche, ce sont des plagioclases altérés à limites floues et irrégulières, les phénocristaux sont des plagioclases zonés (andésine-labrador), des quartz arrondis ou corrodés, des pyroxènes en partie épigenisés en chlorite et granules de sphère, la mésostase chloritisée contient d'abondants cristaux de pyroxène augite ; les vacuoles sont remplies d'épidote et de calcite et entourées d'une couronne de pyroxènes".

Dans la région du Douar Tsaima les andésites sont de couleur violacée, la fluidalité est nettement plus prononcée que dans le secteur de Bab-el-Frij, les phénocristaux de plagioclases sont ici nettement alignés, soulignant le plan d'écoulement du magma andésitique. Ils ne sont pas zonés comme ceux de Bab-el-Frij et ont une composition plus acide (oligoclase-andésine). On distingue également des phénocristaux de forme allongée ou trapézoïdale entièrement altérés en chlorite et en minéraux opaques, il s'agit probablement de ferromagnésiens de type amphibole.

On observe également de petites enclaves de roches microgrenues quartzofeldspathiques, mais pas, ici, de phénocristaux de quartz corrodés. Ce minéral se réduit à quelques agrégats polycristallins d'origine secondaire. La pâte est constituée de microlites mal individualisés, rachitiques, dans un verre recristallisé en chlorite.

### 5.1.2. L'ENSEMBLE SUPERIEUR

Cartographiquement cet ensemble correspond au microgranite de Boujaâda de MORIN (1948b), décrit comme un corps intrusif. Ce même auteur y signale la présence de nombreuses enclaves de roches sédimentaires ayant livré des fossiles du Viséen supérieur-Namurien (MORIN, 1948a). La présence de ces nombreuses enclaves était interprétée comme le résultat de l'intrusion du corps microgranitique dans des roches sédimentaires très fracturées (*in* MORIN, 1954). Il apparaît qu'en fait le terme de microgranite doit être abandonné (ROBILLARD, 1977, HOEPFFNER, 1981) pour cet ensemble qui ne peut être interprété comme un corps intrusif. L'étude des différents faciès qu'on y rencontre et leur relation avec l'ensemble inférieur montre qu'il s'agit plutôt de volcanoclastites acides, dacitiques ou rhyodacitiques à caractère pyroclastique (HOEPFFNER, 1981) où l'on peut mettre en évidence des faciès typiquement ignimbricitiques (CHALOT-PRAT, 1984).

Ces volcanoclastites affleurent largement depuis Merja-el-Caïd au SW jusqu'au secteur de la Maison Forestière d'Aïn-Khebbab au NE. Superposées à l'ensemble basal, elles reposent directement sur les tufs ou sur les laves (Fig. 28 coupes 1b, 1c, 3) ou même sur les schistes du Tazekka. En fait nous avons vu que dans l'ensemble basal apparaissent déjà des tufs acides dont le faciès est tout à fait analogue à ceux observés dans l'ensemble supérieur, la distinction de ce dernier se justifie cependant par le fait que le volcanisme acide explosif devient largement prédominant.

Au sein de cet ensemble, on peut distinguer plusieurs faciès.

\* Des faciès sédimentaires correspondant à des lentilles de conglomérats analogues à ceux décrits avec les volcanoclastites de base. Ceci montre la continuité des épisodes de sédimentation correspondant à l'érosion des schistes du Tazekka.

\*\*\* Le faciès dominant est celui de tufs acides à mégacristaux de quartz. L'altération importante donne sur le terrain une arène tout à fait analogue aux arènes granitiques. Ce faciès, mal consolidé, présente des passées riches en enclaves, qui se présentent comme des blocs généralement arrondis dont la taille varie de 10 à 50 cm en moyenne mais peut atteindre plusieurs m<sup>3</sup> d'après MORIN (1948). Parmi ces blocs, on reconnaît des faciès massifs de pyroclastites acides, des laves andésitiques, des roches sédimentaires : siltites, schistes, calcaires (fig. 37). Ce sont des enclaves schisteuses qui ont fourni à MORIN (1948) des fossiles d'âge viséen supérieur à namurien. CHALOT-PRAT (1984), signale à la partie supérieure de cette formation des enclaves de grès tuffacés à Brachiopodes, Lamellibranches et Gastéropodes d'âge west-phalien A - B.

La matrice emballant ces blocs est un tuf grossier à mégacristaux de quartz tout à fait analogue aux tufs décrits dans les volcanoclastites de base. Ici on ne distingue cependant pas de litage net ; les enclaves notamment sont dispersées de façon anarchique dans le tuf mélangeant des blocs d'origine volcanique et d'origine sédimentaire.

Ce faciès correspond à des dépôts du type brèches ou agglomérats volcaniques selon la classification de FISHER (1961).



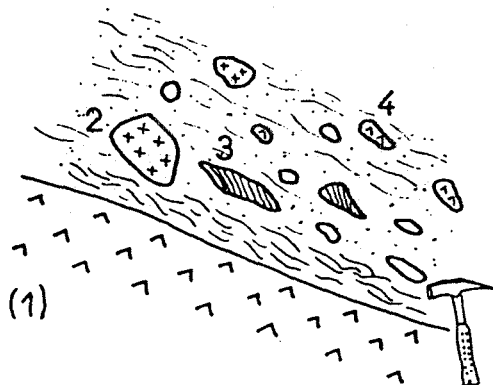


Fig. 37 - Volcanoclastites de Boujaâda. SW de Boujaâda, piste de Sidi Abdallah. Les volcanoclastites reposent sur des tufs dacitiques (1). Dans une matrice constituée de tufs acides à mégacristsaux, sont emballés des blocs de rhyodacites (2), de roches sédimentaires (3), d'andésites (4).

\*\*\*\* Un faciès massif à patine blanche, gris foncé ou noir à la cassure est étroitement associé au précédent. Il constitue des affleurements résistants, formant relief comme au Nord de Merja-el-Caïd, à Boujaâda et surtout dans le massif de Jorf-el-Rhoul. La roche paraît plus homogène que le faciès précédent, on y observe cependant toujours des passées riches en xénolithes millimétriques à centimétriques. Localement une fluidalité est bien visible sur l'affleurement, dans son plan on peut observer une linéation marquée par l'étirement de corps siliceux millimétriques (Merja-el-Caïd, Jorf el Rhoul).

Au microscope (fig. 38) on reconnaît des mégacristsaux de quartz corrodés toujours très abondants. Très souvent éclatés, les fragments de quartz se disposent en chapelets plus ou moins boudinés soulignant le litage de la roche. Les feldspaths plagioclases (oligoclase et andésine) souvent séricitisés sont anguleux et craquelés. Des biotites chloritisées sont cassées et flexurées, elle soulignent aussi le litage. Le fond de la roche est une felsite quartzofeldspathique avec quelques micas blancs. Des passées felsitiques à grain très fin et des films de verre chloriteux soulignent le plan d'écoulement et moulent les xénocristsaux. Certains faciès contiennent des fragments lithiques de laves à texture microlitique, de quartzites, de phyllades et de granitoïdes.

Ce faciès correspond à un tuf pyroclastique de nature rhyolitique ou rhyodacitique. On peut y distinguer des tufs à mégacristsaux et des tufs à éléments lithiques. Le caractère pyroclastique est, ici, nettement plus accusé que dans les deux faciès précédents. Selon CHALOT-PRAT (1984) il s'agit plus précisément d'ignimbrites, les deux principaux faciès, brèches mal consolidées et tufs, correspondraient à des structures vitroclastiques soudées ou non. Il est cependant possible que les brèches et tufs mal consolidés aient subi un certain autoremaniement aussitôt après leur dépôt, on y observe parfois (fig. 28. 2) des lentilles de conglomérats qui semblent resédimentées dans la masse des tufs sans doute lors des glissements importants accompagnant les éruptions volcaniques.

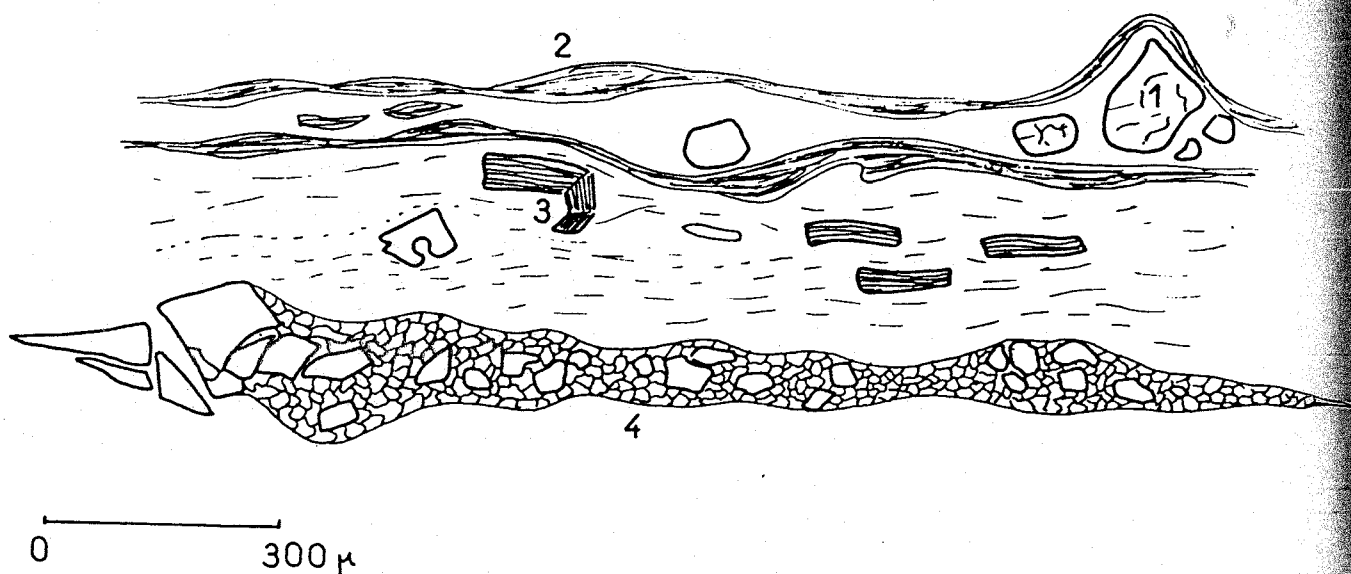


Fig. 38 - Merja-el-Caïd (route Sidi Abdallah - Bab-bou-Idir). Toit de la coulée de pyroclastites acides de Boujaâda. La fluidalité est soulignée par des films de verre chloriteux (2), par l'alignement de biotites chloritisées (3), par des corps siliceux allongés et boudinés (4) constitués de quartz fracturés et éclatés (1) dans le plan de fluidalité.

Quoiqu'il en soit, ces observations montrent que tout cet ensemble supérieur du complexe volcano-détritique du Tazekka ne peut être appelé microgranite. Il ne s'agit pas d'un corps intrusif mais d'accumulations de volcanoclastites acides du type tufs pyroclastiques et brèches et probablement d'ignimbrites.

## 5.2. LES BOUTONNIERES DE DEBDOU-MEKAM

Le Carbonifère est représenté dans ces deux boutonnières en une série d'affleurements discontinus qui ont été bien décrits par MEDIONI (1980). Je reprendrai l'essentiel des données de cet auteur en les complétant d'observations personnelles.

### 5.2.1. LA BOUTONNIERE DE DEBDOU

Dans la boutonnière de Debdou, le Carbonifère n'affleure qu'à la partie NE dans les secteurs de la Tafechna et de Flouch.

#### 5.2.1.1. La Tafechna (fig. 39)

La maison forestière de la Tafechna se trouve sur la piste reliant la route Taourirt-Debdou au village de Mahirija (fig. 20). Les collines situées à environ 1 km au Sud de la maison forestière permettent d'observer le Carbonifère discordant sur les schistes dévoniens de Debdou-Mekam. Cette discordance a été

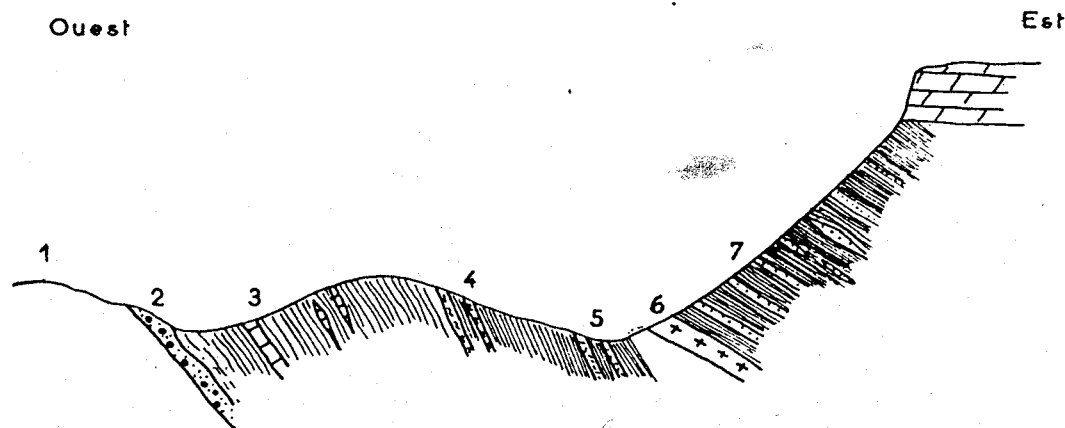


Fig. 39 - Coupe de la Tafechna au Nord de la boutonnière de Debdou.  
1 : schistes dévoniens de Debdou-Mekam. 2 : conglomérats et grès carbonatés. 3 : calcaires et marnocalcaires du Viséen supérieur. 4 : silexites, volcanoclastites. 5 : tufs. 6 : sill de microdiorite. 7 : série de pélites noires et de silts plus ou moins tuffacés.

signalée pour la première fois par MARIE (1931) et décrite par OWODENKO (1976) et MEDIONI(1980). Le contact visible entre le Carbonifère et le Dévonien n'affleure que sur quelques mètres carrés le long du sentier venant de la maison forestière de la Tafechna. Reposant en discordance angulaire faible sur les schistes, on observe des bancs massifs de grès carbonatés (fig. 39 ) à patine brune, gris beige à la cassure. Ces grès présentent des laminations fines mais irrégulières, ils sont interrompus par des niveaux minces, de 5 à 10 cm, de conglomérats constitués de galets arrondis de 0,5 à 2 cm de grauwackes verdâtres, de schistes et de quartz filonien ; ces éléments sont également épars dans la masse du grès carbonaté, ils proviennent très vraisemblablement du remaniement des terrains dévoniens sous-jacents.

Au-dessus de ce niveau de base (fig. 39 ) affleurent des calcaires sombres oolitiques et des marnes et marno-calcaires gris à beige avec des interlits de calcaires ocres biodétritiques en bancs minces de 5 à 15 cm, lenticulaires. Ce sont ces niveaux qui ont fourni une faune d'affinité viséen supérieur (MEDIONI, 1980).

Sur les marno-calcaires, on observe des niveaux de 2 à 3 m, de silexites blanchâtres ou verdâtres.

Au microscope ces niveaux présentent un grain très fin de 50 à 100  $\mu$ . On distingue essentiellement des grains de quartz anguleux et des feldspaths plagioclases, quelques biotites plus ou moins chloritisées sont tordues mais soulignent néanmoins le litage. On note la présence de grains d'épidote et d'apatite et de granules d'hématite. La matrice cryptocristalline évoque un verre recristallisé, on y distingue également

des passées lenticulaires millimétriques effilées correspondant vraisemblablement à des fragments de verre volcanique. Il s'agit là de niveaux de volcanoclastites, probablement de tufs pyroclastiques contemporains du volcanisme développé au Sud dans la boutonnière du Mekam.

Ces niveaux de tufs sont surmontés par une série monotone de pélites noires, très fines, schistosées, interrompus par des lits silteux minces de 2 à 5 cm d'épaisseur qui peuvent être suffisamment rapprochés pour conférer un aspect plus gréseux à la série (fig. 39). Ces niveaux silteux conservent un caractère tufacé attesté par la présence de quartz esquilleux et de feldspaths plagioclases, ces éléments sont noyés dans une matrice cryptocristalline chloriteuse.

L'ensemble des terrains carbonifères de la Tafetchna mesure 250 à 300 m d'épaisseur ; leur âge viséen supérieur a pu être déterminé grâce à une forme de Brachiopodes trouvée par MARIE (1931) dans les niveaux carbonatés de base. Une étude palynologique a été entreprise (MARHOUMI, 1984), ces résultats confirment les datations antérieures. Les spores permettent en effet de dater les niveaux de la Tafetchna du Viséen supérieur : de la partie moyenne ( $V_{3b}$ ) à la partie supérieure ( $V_{3c}$ ). On note également que les premiers niveaux marneux au-dessus de la discordance montrent des remaniements de spores dévoniennes et tournaisiennes.

#### 5.2.1.2. La coupe de Flouch (fig. 40)

La série de Flouch n'affleure qu'à l'extrémité NE de la boutonnière de Debdou, à l'Est du Douar Flouch situé au pied de la corniche liasique dominant la route Taourirt-Debdou. Cette série a toujours été décrite comme la suite des couches de la Tafetchna (OWODENKO, 1976 ; MEDIONI, 1980). Il faut cependant souligner que le contact entre ces deux séries n'est pas visible, elles sont en effet séparées par un placage de terrains secondaires, et des recouvrements quaternaires. On peut distinguer dans cette série trois niveaux résistants, de 2 à 5 mètres d'épaisseur correspondant à des arénites et des litharénites grossières ocres ou verdâtres à débris de plantes flottées.

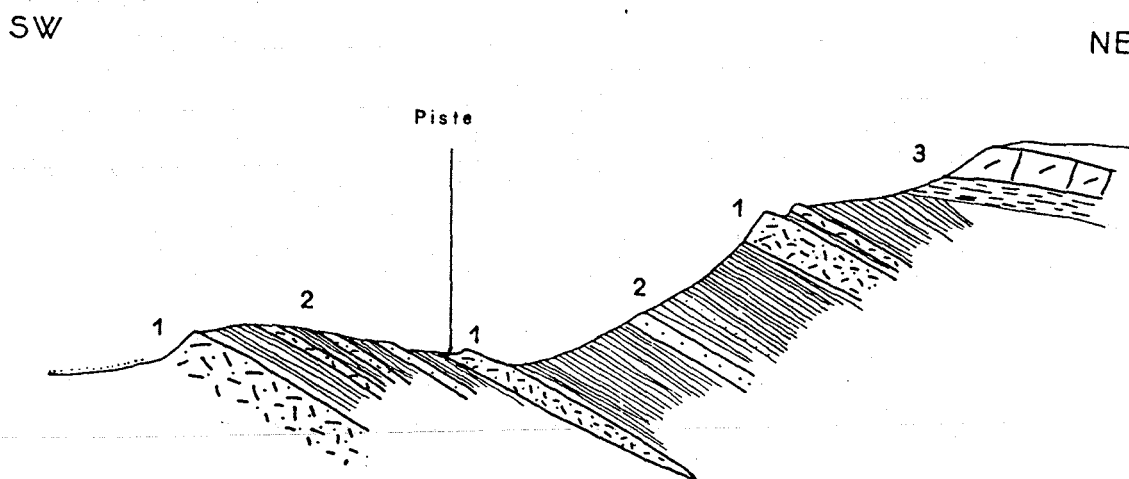


Fig. 40 - Coupe de la série tournaisienne de Flouch. Piste reliant la route Taourirt-Debdou à la piste de la Tafetchna. 1 : arénites lithiques. 2 : alternance de pélites vertes et de silts avec intercalation de niveaux tufacés à plantes. 3 : Trias et Lias du Jebel Arous.

Au microscope, les faciès ocres sont formés de grains de quartz plus ou moins arrondis, des feldspaths plagioclases (oligoclase-andésine) de 200 à 300  $\mu$  et de nombreux fragments de roches volcaniques microlitiques très altérées en produits ferrugineux. Les faciès verdâtres observés surtout vers le haut de la série, présentent un grain plus grossier avec quelques mégacristsaux de quartz et de plagioclases acides et surtout une abondance d'éléments litiques centimétriques correspondant à des schistes et des silts, des fragments de roches volcaniques microlitiques, de fragments de verre perlitique et à structure vitroclastique aplatie ; ces éléments vitreux sont toujours chloritisés, donnant la couleur verte à la roche. La matrice, peu abondante cryptocristalline est de nature tufacée, les fragments de feldspaths de quelques  $\mu$  y sont très abondants.

Ces niveaux correspondent à des litharénites tufacées, déposées dans un environnement volcanique comme l'attestent les fragments vitreux abondants.

Ces niveaux de litharénites sont interstratifiés dans une série rythmique de silts gris-verdâtre à laminations et de pélites verdâtres.

Les silts sont à grain fin (50-100  $\mu$ ), bien classés, constitués de quartz anguleux, de feldspaths, de grains polycristallins de quartz granoblastique, de quelques rares fragments de roches microlithiques et d'agrégats chloriteux. La matrice est peu abondante, argileuse.

Localement, dans cette série rythmique apparaissent des niveaux minces de silts tufacés gris clairs à nombreuses plantes flottées.

L'épaisseur visible des couches de Flouch est d'environ 200 m. L'ensemble de la série correspond à une sédimentation détritique fine, rythmique, interrompue par des arrivées d'arénites et de litharénites où abondent les éléments volcaniques. On remarque que les différents niveaux présentent un caractère tufacé bien accusé. Tout ceci indique la proximité de domaines volcaniques probablement actifs.

Cette série de Flouch était considérée jusqu'ici comme la suite des niveaux détritiques de la Tafechna. Les faciès y sont en effet assez semblables, marqués notamment par une nette influence volcanique, il paraissait donc logique d'en faire du Viséen supérieur élevé ou du Namurien. Une faune indiquant la base du Namurien est d'ailleurs signalée par HORON (1953, in OWODENKO, 1976), cependant la localisation exacte de ces fossiles (coupe de la Tafechna ou coupe de Flouch) n'est pas précisée.

Des datations palynologiques ont été effectuées récemment (MARHOUMI, 1984) ; elles remettent en cause l'attribution au Viséen supérieur. L'assemblage des spores découvertes est en effet caractéristique du Strunien-Tournaisien, la présence de quelques rares formes du Viséen inférieur ou supérieur est un argument trop faible pour envisager un remaniement au Viséen supérieur, ces formes apparaîtraient au Maroc dès le Tournaisien.

La série de Flouch représenterait donc le Tournaisien. Ce serait dans ce cas la plus ancienne des séries carbonifères de la Meseta orientale déposée après la phase tectonique du Dévonien supérieur. Ses relations avec les terrains anté-carbonifères ne sont cependant pas connues, de même que ses rapports avec les séries du Viséen supérieur.

### 5.2.2. LA BOUTONNIERE DU MEKAM

Le Carbonifère est largement représenté dans la boutonnière du Mekam dont il constitue toute la moitié sud. Les affleurements y sont cependant très discontinus, isolés dans la steppe à alfa de la vaste plaine d'Oglat-Merija. Je m'appuierai essentiellement ici sur les descriptions détaillées de MEDIONI (1980).

La série carbonifère du Mekam peut être divisée en 3 grands ensembles.

#### 5.2.2.1. L'ensemble basal

Les niveaux de base de la série carbonifère correspondent à des conglomérats, des grès et des calcaires. Ils s'observent dans l'oued Souidia, à Hassi-Korima, Feddane-Soltane et Hassi-Meknès (fig. 20). Seuls les affleurements d'Hassi-Korima et de l'oued Souidia montrent que ces niveaux reposent en discordance angulaire sur les schistes de Debdou et du Mekam.

A l'Ouest d'Hassi-Korima, MEDIONI (1980), décrit, reposant en discordance angulaire nette sur les schistes de Debdou et du Mekam un banc de calcaire détritique conglomératique, puis des bancs de calcaires gris lités, séparés par des interlits marneux. Ces niveaux ont fourni une faune d'affinité Viséen supérieur, ils précèdent les niveaux volcano-détritiques formant le flanc nord du synclinal du Jebel Ez-Zeroug. Ces affleurements sont en fait fort médiocres, aux schistes du Mekam épimétamorphiques et polystructurés succèdent des grès grossiers un peu calcareux et des brèches remaniant les schistes. Le contact entre les deux ensembles n'est jamais visible, cependant la différence de structuration et la présence de schistes remaniés plaident en faveur d'une discordance angulaire.

Dans l'oued Souidia, à quelques kilomètres au NW d'Hassi-Korima, on retrouve les niveaux de calcaires et de conglomérats, ils affleurent dans le lit de l'oued à une centaine de mètres au Sud du gué de la piste Aïn-Serrak-Debdou.

Pour OWODENKO (1976), les niveaux carbonatés étaient interstratifiés dans les schistes de Debdou-Mekam et constituaient donc un moyen de datation de ces schistes. En fait MEDIONI (1980), montre que leur insertion dans la série schisteuse est due à des phénomènes tectoniques et que leur position initiale est en discordance angulaire sur cette série.

En effet, à l'extrémité sud de l'affleurement de l'oued Souidia, les schistes de Debdou-Mekam, redressés à la verticale sont surmontés par des calcaires à patine rousse, bréchiques, et des brèches à éléments de schistes et de grauwackes en série monoclinale à pendage faible d'une vingtaine de degrés. La disposition discordante est ici très nette (fig. 41). Plus au Nord, des niveaux de calcaires roux ou gris bleu et des conglomérats remaniant des schistes sont disposés en lentilles tectoniques de 1 à 2 m d'épaisseur au sein des schistes.

Les autres affleurements de Feddane-Soltane et Hassi-Meknès présentent des faciès analogues, leurs relations avec les schistes du Mekam ne sont cependant pas visibles.

L'âge de ces niveaux de base du Carbonifère est Viséen supérieur déterminé grâce à une faune relativement abondante dans les niveaux carbonatés et bien détaillée par MEDIONI (1980).

En conclusion, on peut souligner l'uniformité des faciès marquant la base de la transgression du Viséen supérieur sur les schistes dévoniens dans les boutonnières de Debdou et du Mekam. Dans la coupe de la Tafachna et les différents affleurements du Mekam, on retrouve toujours les niveaux conglomératiques remaniant les schistes et des niveaux carbonatés biodétritiques.

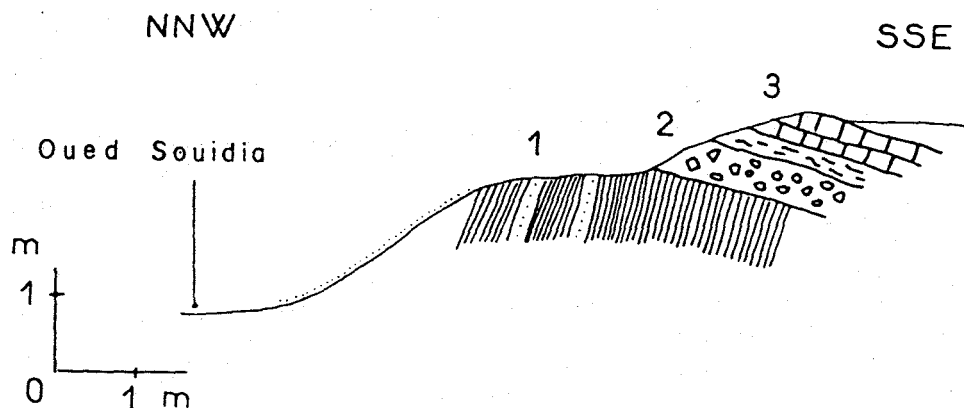


Fig. 41 - Coupe de l'oued Souidia. Contact entre les calcaires du Viséen supérieur et les schistes dévoniens de Debdou-Mekam. 1 : schistes dévoniens. 2 : brèche. 3 : calcaires roux, dolomitiques.

#### 5.2.2.2. L'ensemble volcano-sédimentaire

Au-dessus de ces niveaux carbonatés et détritiques de base apparaissent des terrains volcano-sédimentaires correspondant au complexe d'Ez-Ziroug du nom du Jebel Ez-Ziroug, point culminant d'une ligne de collines orientée N 60 et constituant les meilleurs affleurements de ce complexe volcano-sédimentaire (fig. 20).

La superposition de ce complexe aux niveaux détritiques de base est bien visible dans les coupes d'Hassi-Korima, de Feddane-Soltane et d'Hassi-Meknès.

A *Hassi-Korima*, au-dessus de grès grossiers un peu calcaireux débute une série de tufs verdâtres fins ou grossiers et de tufites présentant de fines laminations obliques et des ripple-marks. Ces dépôts précèdent le complexe volcano-détritique d'Ez-Ziroug sur le flanc nord du synclinal.

- Dans les coupes de *Feddane-Soltane* et d'*Hassi-Meknès* MEDIONI, (1980) décrit au-dessus des conglomérats de base des schistes et des tufs et des laves leucocrates qu'il rapporte au complexe d'Ez-Ziroug.

### 5.2.2.3. La série de Soulouina-Hassiane-Diab

Le complexe d'Ez-Ziroug est limité vers le Sud par une faille E-W au-delà de laquelle s'étend une série monotone constituée d'une alternance de grès et de pélites gris à gris-verdâtre. Les bancs de grès fins, épais de 20 cm en moyenne présentent souvent des figures de courant (flute-cast) et des granoclasses. Vers le Sud, des niveaux calcareux ont livrés une faune abondante indiquant un âge viséen supérieur déjà élevé (MEDIONI, 1980).

Les grès fins sont constitués de grains de quartz subanguleux de 50 à 80  $\mu$ , de quelques biotites détritiques souvent chloritisées, de grains de tourmaline et d'opiques. Le ciment est quartzo-chloriteux.

On observe également des faciès de grauweekes fines, constituées essentiellement de grains de quartz de taille variable de 50 à 150  $\mu$ , de rares feldspaths et de micas flottés. Une matrice argileuse abondante emballe les minéraux détritiques.

Cette série détritique décrite comme monoclinale et épaisse de plusieurs milliers de mètres par MEDIONI (1980) est en fait affectée de plis subsocli-naux déversés vers le Sud (DESTEUCQ et HOEPFFNER, 1980) ; son épaisseur visible ne devrait pas excéder quelques centaines de mètres.

Les rapports avec le complexe volcano-détritique d'Ez-Ziroug ne peuvent être établis avec certitude, le contact entre les deux ensembles étant de nature tectonique. MEDIONI propose de voir dans la série de Soulouina-Hassiane-Diab la suite du complexe volcano-sédimentaire, les niveaux de schistes rouges et verdâtres affleurant au cœur du synclinal d'Ez-Ziroug étant pour lui des faciès analogues à certains niveaux de la série de Soulouina-Hassiane-Diab. Un passage latéral pourrait également être envisagé, il faut cependant souligner que l'on ne retrouve pas dans la série de Soulouina des niveaux de tufs ou de tuffites pouvant attester la contemporanéité avec le volcanisme du Jebel Ez-Ziroug. Les éléments paléontologiques actuellement disponibles ne permettent pas de trancher le problème, les deux ensembles étant datés du Viséen supérieur sans que l'on puisse être plus précis. Des datations palynologiques ont été tentées dans les niveaux pélitiques de la série de Soulouina, mais n'ont donné aucun résultat (MARHOUMI, comm. pers.). Dans l'état actuel des connaissances, l'hypothèse de MEDIONI paraît la plus satisfaisante.

### 5.3. LE BASSIN DE JERADA

Le Carbonifère du bassin de Jerada actuellement disposé en synclinal d'axe E-W au Sud d'Oujda est bien connu ; il a fait l'objet de descriptions minutieuses dans les travaux d'OWODENKO (1946, 1976), de VALIN (1979) et plus récemment de DESTEUCQ (1982) et DESTEUCQ et POTERAT (1983). Je me contenterai de résumer ici les principales observations de ces auteurs concernant la série carbonifère du bassin de Jerada proprement dit. J'insisterai par contre sur la formation chaotique située dans le flanc nord du synclinal sous les couches volcano-sédimentaires du Viséen supérieur et attribuée au Viséen supérieur (HUVELIN, 1970) ou au Tournaisien-Viséen inférieur (VALIN, 1979).



### 5.3.1. LE VISEEN SUPERIEUR

La base des couches attribuées au Viséen supérieur repose en discordance sur la formation chaotique que je décrirai plus loin. Cette discordance n'est visible qu'au Nord de Jerada dans le secteur de Jorf Ouazzène (fig. 42). Le Viséen débute toujours par une *formation volcano-sédimentaire*. Celle-ci affleure sur les deux flancs du synclinal de Jerada et au Nord vers Oujda dans les secteurs du Jebel Mahseur et de Jorf Ouazzène sur la route Oujda-Touissit qui appartiennent en fait au flanc Nord du synclinal (fig. 42). Cette formation volcano-sédimentaire est généralement décrite comme essentiellement composée de dacites et d'andésites qui sur le flanc nord du synclinal sont interstratifiées dans des niveaux schisteux, des schistes siliceux rubannés et des cinérites (OWODENKO, 1976). VALIN (1979), signale des coulées de dacites et de rhyolites associées à des tufs, tuffites et schistes. En fait aucune description précise des termes volcano-sédimentaires n'était faite.

KHARBOUCH (1982) établit la coupe du flanc sud du synclinal de Jerada et fait des observations en divers points de la bordure nord. Il apparaît ainsi que la formation volcano-sédimentaire peut atteindre 1 400 m d'épaisseur sur le flanc sud. Les affleurements décrits jusqu'ici comme des coulées sont en fait des brèches et des tufs pyroclastiques andésitiques ou dacitiques plus rarement rhyolitiques (flanc nord, route Oujda-Touissit). Un horizon ignimbritique probable affleure dans la coupe du flanc sud. A ces niveaux sont associés des tuffites avec des intercalations de cherts hématitiques et des shales indiquant que les éruptions explosives ont lieu en milieu marin sous une faible tranche d'eau.

Des roches hypovolcaniques se mettent également en place à cette époque dans les terrains antéviséens sous-jacents : citons la microdiorite de Jorf Ouazzène et la plupart des corps dacitiques ou microdioritiques du Sud de la boutonnière des Zekkara et des boutonnières de Guennfouda.

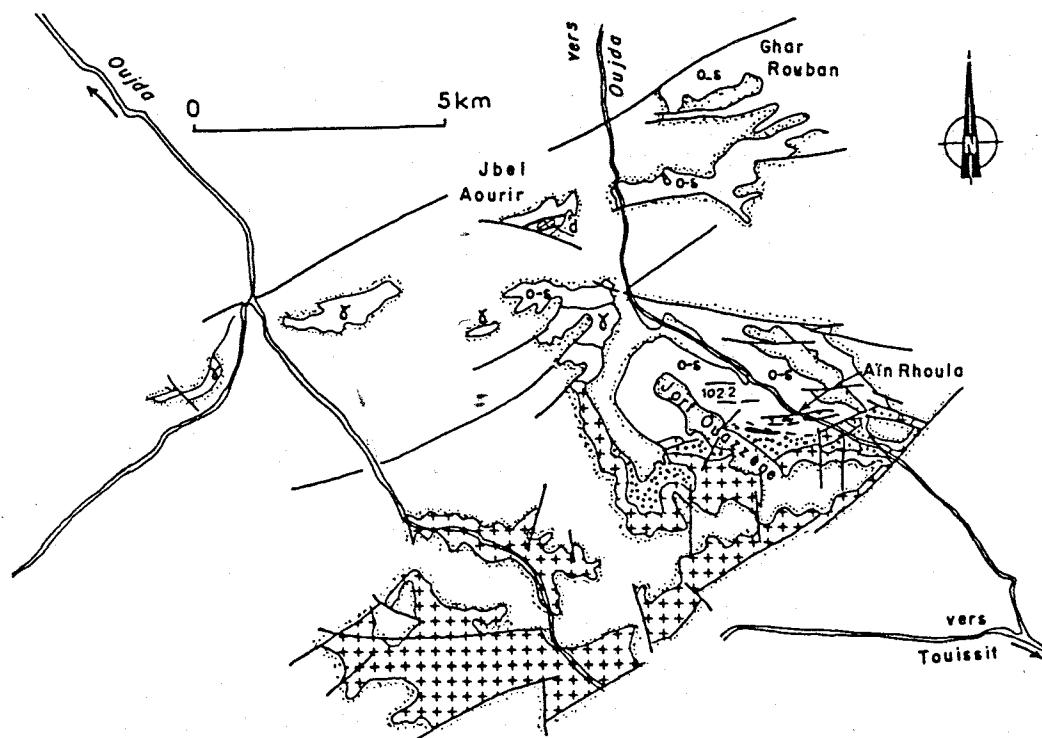


Fig. 42 - La boutonnière de Jorf Ouazzène (d'après VALIN, 1979, inédit, modifié). blanc : couverture post-paléozoïque. Croix : formation volcano-sédimentaire du Viséen supérieur. Pointillés : olistostrome viséen. O-S : Ordovicien et Silurien (+ Dévonien) écaillés. d : Dévonien calcaire du Jbel Aourir. X : granodiorites.

Au-dessus du complexe volcano-sédimentaire affleurent les terrains fossilifères du Viséen supérieur. Sur le flanc nord ce sont des schistes à nodules passant progressivement à des niveaux schisteux où les calcaires deviennent de plus en plus importants. Les schistes à nodules où s'intercalent encore des brèches dacitiques ont fourni une faune du Viséen supérieur (OWODENKO, 1976). Sur le flanc sud, la série est plus riche en bancs calcaires alternant avec des schistes et comprend surtout des lentilles récifales pouvant s'établir directement sur les laves.

La différence d'épaisseur du Viséen supérieur : 600 m au Nord, 140 m au Sud, jointe à la présence des faciès récifaux ont conduit OWODENKO à admettre que la transgression venait du NE.

### 5.3.2. LE NAMURIEN

Le Namurien est concordant sur le Viséen supérieur. Sur le flanc nord du synclinal de Jerada, la limite entre les deux étages est marquée par une émission de laves dacitiques, dernière manifestation du volcanisme carbonifère dans la région. Le Namurien (200 à 300 m d'épaisseur) est essentiellement argileux avec des intercalations de grès, d'arkoses et parfois de conglomérats remaniant des phtanites siluriens.

### 5.3.3. LE WESTPHALIEN A

Concordant avec le Namurien, le Westphalien A, marin, est caractérisé par une sédimentation de type molassique avec des alternances de schistes et de grès passant sur le flanc nord à des conglomérats remaniant des phtanites siluriens. Comme au Viséen supérieur, l'épaisseur augmente du Sud vers le Nord : 300 m à 750 m.

### 5.3.4. LE WESTPHALIEN B

Le Westphalien B est caractérisé par l'établissement d'une sédimentation de type paralique. La limite avec le Westphalien A marin est marquée par les premiers faciès continentaux : niveaux à racines et couches charbonneuses. Ces dépôts continentaux sont interrompus par des arrivées marines, au nombre de 3 à Jerada, où l'on reconnaît des calcaires brun-rougeâtre et des schistes à nodules plus ou moins ferrugineux. On note toujours une augmentation de l'épaisseur des dépôts de l'Ouest (350 m) vers l'Est (600 m).

### 5.3.5. LE WESTPHALIEN C

La base du Westphalien C est marquée par le dépôt du "grand poudingue". Ce niveau de conglomérat s'étend dans toute la boutonnière de Jerada. Il est constitué essentiellement de galets décimétriques à millimétriques de grès-quartzites, de quartz filonien et de phtanites du Llandovery moyen. Son épaisseur décroît vers l'Est et le SE de même que la taille de ses éléments, suggérant que la zone d'apport soit située au NW.

Ce conglomérat correspond selon VALIN (1979) à un épandage fluvial, quasi-deltaïque. Au-dessus, affleurent des couches de schistes et de grès avec les veines de charbon exploitées. L'association de murs à racines et de faunes limniques indiquent l'installation d'un milieu paralique. Le bassin de Jerada correspondrait à une lagune où les apports continentaux venant du Nord et du NW sont rarement troublés par des incursions marines d'origine orientale.

#### 5.4. L'OLISTOSTROME DE LA REGION D'OUDJA

Au Nord du synclinorium de Jerada, les séries volcano-détritiques du Viséen supérieur ne reposent pas sur un socle déformé par les phases précoces de l'orogénèse hercynienne comme dans le Tazekka ou dans les boutonnières de Debdou-Mekam mais sur un olistostrome qui affleure dans la chaîne des Horsts depuis la boutonnière de Tannecherfi à l'Ouest jusqu'à Jorf Ouazzène à l'Est (fig. 42).

Le caractère chaotique de la sédimentation est resté longtemps insoupçonné. La présence du Silurien et du Dévonien datés conduisait les auteurs (OWODENKO, 1976 ; LUCAS, 1942) à admettre l'existence d'une série paléozoïque complète depuis l'Ordovicien jusqu'au Dévonien. L'extrême discontinuité des affleurements de phtanites siluriens n'avait cependant pas échappé à ces auteurs, mais ils attribuaient cette disposition au caractère lenticulaire de la sédimentation et à l'intensité des déformations tectoniques. C'est HUVELIN (1970) qui reconnaît le caractère chaotique de ces terrains. Il montre que l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien constituent "des blocs ou des kippes sédimentaires dans une brèche de glissement s'autoremaniant sur place". Selon cet auteur, l'olistostrome de la région d'Oujda serait lié à des écaillages ou des nappes précoces analogues à la nappe des Jebilet orientales.

VALIN (1979) dans sa cartographie à 1/50 000e de la chaîne des Horsts définit une formation silto-schisteuse constituée par des schistes argileux localement plus silteux ou gréseux dans lesquels s'observent des passées de brèches sédimentaires remaniant des phtanites siluriens, des calcaires dévoniens, des roches gréseuses, conglomératiques et des tufs et des roches éruptives. Cet auteur supposait que les schistes argileux étaient contemporains de la formation des brèches alors qu'il s'agit en fait de lames glissées d'Ordovicien (DESTEUCQ et FOURNIER-VINAS, 1981). Il faut remarquer que cette interprétation conduit à utiliser avec prudence la carte géologique de VALIN. Il distingue en effet deux formations : *la formation silto-gréseuse* attribuée au Cambro-Ordovicien sur laquelle repose *la formation silto-schisteuse* correspondant à l'olistostrome intercalé dans des schistes argileux et attribué au Tournaisien ou au Viséen inférieur. En fait, dans cette dernière formation seules les brèches sont carbonifères, les schistes qui constituent l'essentiel des affleurements sont en fait de l'Ordovicien dont le faciès est souvent très analogue aux terrains de la formation silto-gréseuse sous-jacente. Le contact entre les deux ensembles n'est donc pas stratigraphique mais tectonique.

L'âge de cet olistostrome peut être approché avec une précision relativement bonne. Au Sud d'Oujda, à Jorf Ouazzène, il est surmonté par les brèches dacitiques du Viséen supérieur qui le remanient même à leur base (HUVELIN, 1970). Vers l'Ouest, à Tannecherfi, ce même olistostrome contient des blocs de pélites d'âge viséen supérieur (EL GHAZI et HUVELIN, 1981) et remanie des laves et des roches éruptives viséennes qui elles-mêmes contiennent des fragments de pélites écailleuses, matrice de l'olistostrome. Il semble donc que la sédimentation chaotique soit d'âge viséen supérieur localement contemporaine de l'activité volcanique.

##### 5.4.1. L'OLISTOSTROME DANS LES ZEKKARA

Il affleure dans toute la partie sud de la boutonnière, les affleurements sont cependant médiocres. Ce qui ressort, ce sont essentiellement les

klippes métriques ou décamétriques de phanites siluriens et de calcaires dévoniens (fig. 3). Les terrains schisteux encaissant ces klippes sont généralement des pélites grises, micacées à cachet ordovicien et correspondent encore à ces blocs exotiques. Le faciès classique d'argiles à blocs ou de pélites écailleuses est en fait très rare, sans doute en partie à cause des conditions d'affleurements, on l'observe cependant très bien dans la partie SW de la boutonnière (fig. 3). La coupe le long du talus est de la piste montre deux lames de psammites ordoviciens séparés par un niveau d'argile à blocs (fig. 43). Ce niveau est constitué de pélites écailleuses grises emballant des éléments dont la taille varie depuis des graviers de quelques mm à des blocs métriques. Parmi ces éléments, on note :

- des calcaires bioclastiques gris attribués au Dévonien (Emsien-Eifélien) par OWODENKO (1976).

- des bancs détritiques ocres ou verdâtres d'épaisseur centimétrique. Initialement continus, ces bancs sont dilacérés dans l'olistostrome.

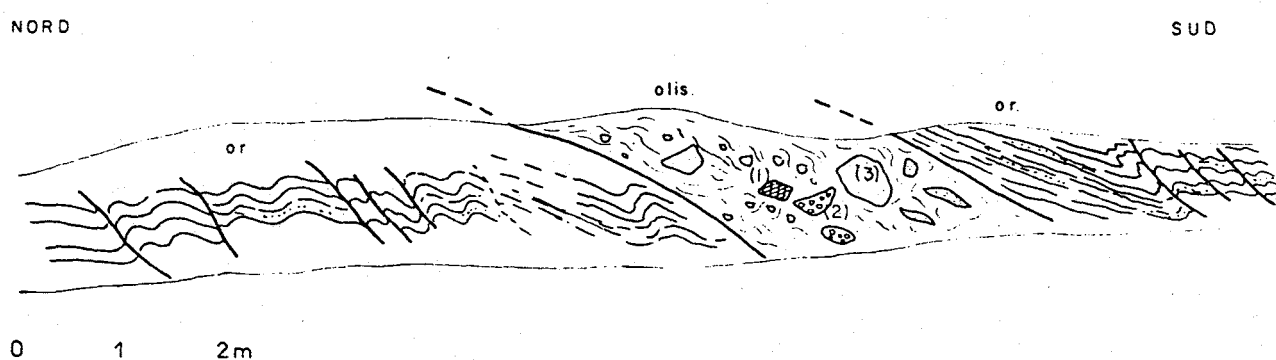


Fig. 43 - Sud-Ouest de la Boutonnière des Zekkara, le long de la piste entre Sidi Mohammed et Sidi Abderrahmane (500 m au Sud de la piste principale de Mestferki).

Or : pélites micacées bioturbées de l'Ordovicien inférieur. olis : olistostrome : pélites écailleuses emballant des blocs de calcaires dévoniens (1) de brèches (2) et de grauwaques (3).

L'examen microscopique montre qu'il s'agit d'arénites ou de grauwaques fines. Dans une matrice argilo-siliceuse peu abondante, on observe des grains de 100  $\mu$  en moyenne de quartz anguleux, de feldspaths plagioclases (oligoclase andésine), des grains lithiques de silts à ciment ferrugineux, de microquartzite à quartz granoblastique et de roches volcaniques parmi lesquelles on distingue des faciès à texture micro-litique : les feldspaths très fins (20-30  $\mu$ ) sont indéterminables, et des faciès cryptocristallins présentant parfois une texture sphérolitique.

- des bancs de microbrèches constituées essentiellement d'éléments de roches volcaniques de 5 à 10 mm.

Au microscope le liant de la microbrèche est une grauwacke fine constituée de quartz et de feldspath oligoclase anguleux dans une matrice quartzochloriteuse plus ou moins ferrugineuse. Parmi les éléments de ces microbrèches, on note des grains de *roche quartzo-feldspathique* à texture microgrenue de type microdiorite quartzique. *Des laves à texture microlitique*, les plagioclases de 100 à 150  $\mu$  sont noyés dans une pâte cryptocristalline chloritisée. *Des laves à texture microlitique porphyrique* où les phénocristaux sont du type oligoclase-andésine, les microlites baignent dans un verre quartzofeldspathique à recristallisation granoclastique. Des grains de *grauwackes* riches en petits éléments lithiques de roches volcaniques. On trouve enfin des grains isolés de quartz anguleux microfracturés, des sphérolites isolés, des fragments de calcite sparite.

- des fragments de brèches à éléments de schistes argileux noirs, de grauwackes et de calcaires. Le ciment de ces brèches est carbonaté biodétritique.

Mis à part les calcaires dévoniens, l'âge des blocs remaniés n'a pas pu être déterminé. Des analyses palynologiques ont été effectuées sur les pélites écailleuses et sur les schistes argileux noirs remaniés dans les blocs de brèches, mais elles n'ont donné aucun résultat. L'abondance des éléments volcaniques suggère cependant que l'olistostrome se constituait pendant une période où l'activité magmatique était importante et il est tentant de penser qu'il s'agit du volcanisme du Viséen supérieur bien développé dans l'ensemble de la Meseta orientale.

#### 5.4.2. L'OLISTOSTROME DE JORF-OUAZZENE

Les affleurements d'olistostrome sont principalement localisés dans la partie sud de la boutonnière, le long de la piste Sidi Yahia-Touissit (fig. 42).

On observe le faciès classique de pélites écailleuses grises sans stratification nette.

Au microscope la roche montre des lits millimétriques de grès micacés disloqués, des fragments de silts et de schistes emballés dans une matrice argileuse sombre très fine où l'on observe quelques grains de quartz et de micas détritiques.

A l'affleurement on remarque cependant des lits de grauwackes fins brunâtres ou verdâtres. Ces niveaux sont discontinus, dilacérés par les mouvements synsédimentaires, ils représentent les dépôts contemporains de la formation de l'olistostrome. Parmi les blocs resédimentés on distingue :

- des fragments décimétriques de grès micacés verdâtres à cachet ordovicien. Certains éléments sont plissés (fig. 44) témoignant de déformations antérieures au phénomène de resédimentation,
- des fragments décimétriques à métriques de phtanites siluriens. Ce sont les éléments les plus facilement identifiables. On remarque que certains blocs sont bréchifiés à leur contact avec les pélites écailleuses, probablement lors du processus de mise en place des blocs dans l'olistostrome,
- des fragments de grauwackes ou de silts,
- de très rares fragments de roches éruptives très altérées.

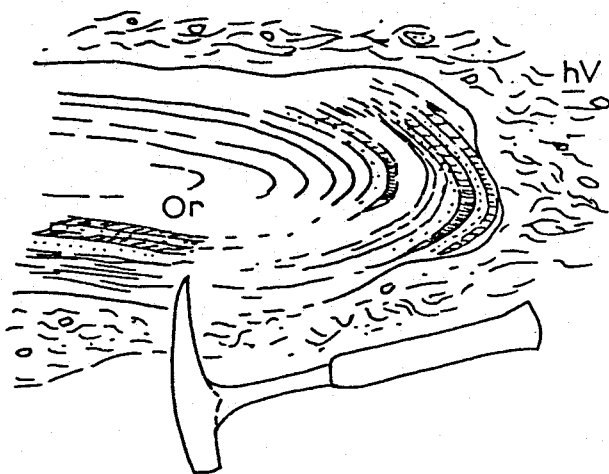


Fig. 44 - Jorf Ouazzène, olistolithe de psammite ordovicien plissé (Or) remanié dans les pélites écailleuses du Viséen (hV).

Je ne signale ici que les blocs d'échelle métrique nettement resédimentés car emballés dans les argiles. En ce qui concerne les lames hectométriques à kilométriques d'Ordovicien, Silurien et Dévonien, leurs relations exactes avec l'olistostrome sont moins claires, j'y reviendrai plus loin.

#### 5.4.3. CONCLUSIONS

Si l'on veut comparer les trois grands groupes d'affleurements de l'olistostrome, on remarque qu'à *Jorf Ouazzène* il y a très peu d'éléments volcaniques ou volcano-détritiques remaniés, les argiles à blocs sont d'ailleurs essentiellement antérieures au dépôt des brèches et des laves viséennes du flanc nord du synclinal de Jerada. Les éléments volcano-détritiques sont plus abondants dans *les Zekkara* suggérant une activité volcanique proche. A *Tannecherfi* enfin, la simultanéité du magmatisme et des processus de resédimentation est bien nette.

Il semble donc que les phénomènes de resédimentation débutent assez tôt vers l'Est à Jorf Ouazzène et cessent au moment du dépôt des couches volcano-détritiques viséennes. Par contre, vers l'Ouest à Tannecherfi ces processus durent plus longtemps pendant le Viséen supérieur dont les roches magmatiques sont remaniées ainsi d'ailleurs que des argiles et pélites du Viséen supérieur-Namurien basal, qui si elles sont contemporaines des couches de Jerada sont postérieures au volcanisme.

L'interprétation de l'olistostrome de la région d'Oujda reste problématique. On sait que ce type de sédimentation chaotique peut être lié à l'avancée d'une nappe de glissement dans un bassin sédimentaire ou bien correspondre au fonctionnement de failles normales en bordure d'un bassin. Pour HUVELIN (1970) et DESTEUCC (1982) les argiles à blocs seraient liées à des écaillages ou à

des nappes précoces analogues à la nappe des Jebilet orientales. Cependant dans l'état actuel des connaissances et en raison surtout de l'exiguïté des affleurements paléozoïques du Maroc oriental, il n'est pas possible de mettre en évidence des nappes de l'importance de celles des Jebilet ou de la région de Khénifra - Azrou, nappes mises en place au Viséen supérieur - Namurien et auxquelles est associé un wildflysch. L'écaillage des terrains Ordovicien-Silurien sur lequel je reviendrai au chapitre tectonique est lié à la phase antéviséenne mais aussi à des mouvements tangentiels plus tardifs postérieurs à la formation de l'olistostrome comme le montre la coupe du SW des Zekkara (fig. 43). Rien ne prouve en tout cas que cet écaillage soit lié à la progression de nappes synsédimentaires. La présence d'éléments d'âge viséen supérieur - namurien dans l'olistostrome impliquerait dans l'hypothèse d'une nappe synsédimentaire que le Viséen supérieur soit lui-même impliqué dans la tectonique tangentielle, or dans la Meseta orientale le Carbonifère repose en discordance angulaire sur les terrains plus anciens, à Jorf Ouazzène il remanie même les pélites écailleuses. Rien ne permet donc d'affirmer qu'il constitue une unité allochtone faisait partie de nappes synsédimentaires. Il faut enfin souligner que dans cette région d'Oujda l'olistostrome se présente toujours sous l'aspect de pélites écailleuses dont on ne connaît pas le soubassement, ni l'environnement sédimentaire - mis à part les quelques niveaux de grauwackes dilacérés probablement contemporains - et il est peu probable que ces argiles à blocs soient associées à des dépôts de flysch comme dans l'Est du Maroc central ou dans les Jebilete.

Ces différents éléments rendent à mon avis peu probable l'existence au Viséen supérieur d'une situation analogue à celle bien connue dans l'Est de la Meseta occidentale, c'est-à-dire l'individualisation d'un bassin de flysch au sein duquel se mettent en place des nappes gravitaires.

L'organisation cartographique des affleurements d'olistostrome montre qu'ils s'alignent suivant une bande étroite de direction N 80 depuis Tannecherfi jusqu'à Jorf Ouazzène et n'ont jamais jusqu'ici été observés dans d'autres secteurs de Meseta orientale. Ceci suggère que les phénomènes de resédimentation se limitent à un sillon étroit individualisé au Viséen supérieur. Ce sillon serait limité par des failles actives responsables de l'érosion rapide des zones bordières constituées de terrains ordoviciens à dévonien déjà en partie disloqués par les mouvements antéviséens. L'activité volcanique se superpose à la formation de ce sillon, elle scelle à Jorf Ouazzène les phénomènes tectonosédimentaires qui restent actifs plus longtemps vers l'Ouest à Tannecherfi. Ce type de sillon avec sédimentation chaotique se retrouve d'ailleurs vers le Sud dans la région de Ben Zireg.

## 5.5. CORRELATIONS

J'examinerai ici rapidement les corrélations possibles entre le Carbonifère de la Meseta orientale et son prolongement vers l'Est en Algérie. J'envisagerai également les rapports possibles entre les séries de la Meseta orientale et les séries carbonifères déposées à la marge du craton africain dans l'Est de l'Anti-Atlas et les régions de Ben-Zireg et Béchar.

---

Dans les Zekkara, HOUARI (1987), signale également des niveaux volcano-détritiques qui pourraient être contemporains de la formation de l'olistostrome.

### 5.5.1. PROLONGEMENTS VERS L'EST EN ALGERIE

#### 5.5.1.1. *Les Monts de Ghar Rouban* (LUCAS, 1952)

Dans le horst de Ghar Rouban, le Carbonifère n'est représenté que par une barre de calcaire dolomitique dont les relations avec les terrains encaissants ne sont pas nettes. Selon LUCAS, ces calcaires seraient d'âge viséen inférieur à moyen, ils pourraient représenter la base du complexe volcano-détritique qui se développe plus au Sud à Jerada. Je ne connais pas les affleurements de Ghar Rouban mais la position de ces calcaires n'est pas sans rappeler celle des petits affleurements de calcaires dolomitiques de la boutonnière du Mekam dont l'âge viséen inférieur ou supérieur ne peut être précisé faute de fossiles caractéristiques (cf. 5.2.2.1.).

#### 5.5.1.2. *La boutonnière de Tifrit* (LUCAS, 1952)

Dans cette boutonnière, le Carbonifère est bien représenté par une série très détritique reposant en discordance angulaire nette sur le Dévonien. Au-dessus de conglomérats de base remaniant du Dévonien et des phytanites siluriens viennent des schistes ayant livré à LUCAS une riche faune du Viséen supérieur, ces schistes sont surmontés par des brèches à éléments de roches volcaniques. A côté de cette série détritique existent des roches volcaniques et hypovolcaniques (rhyolites, andésites, basaltes, microgranites). Les relations avec la série détritique ne sont pas visibles sur le terrain. Il est cependant probable que l'ensemble forme un complexe volcano-détritique viséen supérieur analogue à ceux du Mekam et de Jerada.

#### 5.5.1.3. *Les Traras*

D'après GUARDIA (1975), le Carbonifère inférieur des Traras est représenté par deux formations distinctes :

- *des dolomies à Polypiers* d'âge viséen supérieur reposant par l'intermédiaire d'un conglomérat de base en discordance angulaire nette sur des pélites infrasiluriennes. Ces niveaux dolomitiques sont à rapprocher des calcaires dolomitiques de Ghar Rouban et du Mekam.

- *une série volcano-détritique* comprenant des formations sédimentaires : conglomérats, grès, pélites micacées alternant avec des tufs et des brèches volcaniques et des formations volcaniques qui sont, soit des brèches, soit des roches massives, sombres. Selon GUARDIA, il s'agirait d'une association spilite-kératophyre. On ne connaît pas les rapports existant entre les dolomies et la série volcano-détritique. Cette dernière n'ayant pas livré de fossiles, son âge n'est pas connu avec certitude. GUARDIA la décrit comme discordante sur les terrains antévisséens et par analogie avec les descriptions de LUCAS à Tifrit et d'OWODENKO à Jerada en fait du Viséen supérieur. Il faut noter que cette interprétation doit être nuancée, un âge dévonien étant par ailleurs attribué à la série volcano-détritique (cf. chap. 4.5).

EN CONCLUSION, on peut remarquer que les corrélations sont possibles entre les différentes boutonnières de Paléozoïque depuis le Tazekka jusqu'à Tifrit (fig. 45). Sur un socle plissé et parfois métamorphisé par les phases précoces de l'orogénèse hercynienne, le Carbonifère débute par des niveaux détritiques et carbonatés d'âge viséen supérieur, sauf peut-être à Ghar Rouban où les calcaires dolomitiques seraient plus anciens : Viséen inférieur ou moyen (LUCAS, 1952). Dans la chaîne des Horsts s'individualise un olistostro-



me probablement lié au fonctionnement de failles bordières d'un bassin viséen supérieur, les éléments remaniés proviennent de l'érosion de terrains anté-viséens. Le magmatisme calco-alcalin qui se développe par la suite constitue un trait caractéristique de la Meseta orientale ; il se marque par une sédimentation volcano-détritique à laquelle s'associent des venues hypovolcaniques. Ces terrains volcano-détritiques apparaissent à différents niveaux du Carbonifère suivant les secteurs, ils sont généralement superposés aux niveaux carbonatés sauf à Jerada où le magmatisme est antérieur aux calcaires. Cette activité magmatique a une durée variable : longue dans le Tazekka (Viséen supérieur au Westphalien B), plus courte ailleurs où dès la fin du Viséen supérieur elle est relayée par une sédimentation détritique.

Une note récente (JAILLARD, 1986), propose pour le volcanisme de Jerada un âge plus ancien, Tournaisien à Viséen inférieur. L'auteur s'appuie sur des arguments de terrain (sur le flanc nord, les dacites ne sont pas interstratifiées dans le Viséen supérieur daté et sur le flanc sud, elles sont sous-jacentes aux calcaires du Viséen supérieur), et sur des analogies (faciès, géochimie) avec le volcanisme de la province de Huelva en Méséta Ibérique. Cette hypothèse ne tient cependant pas compte des observations d' EL-GHAZI et HUVELIN ( 1981 ) à Tanncherfi ( boutonnière située seulement à 100 km à l' Ouest d'Oujda) démontrant bien l'âge viséen supérieur du volcanisme.

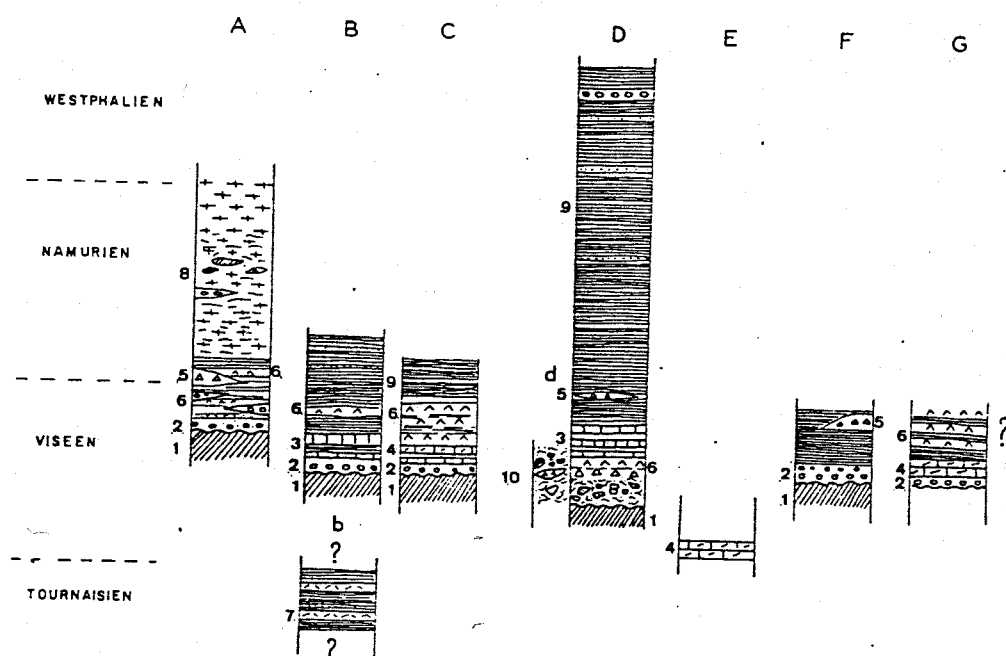


Fig. 45 - Le Carbonifère de Meseta orientale.

A : Tazekka. B : Debdou, b : série de Flouch. C : Mekam. D : Jerada, d : Tanncherfi. E : Ghar Rouban. F : Tifrit. G : Traras. 1 : substratum antéviséen. 2 : séries détritiques de base, grès, conglomérats. 3 : calcaires viséens supérieurs. 4 : calcaires dolomitiques. 5 : laves (andésites, dacites). 6 : volcanoclastites. 7 : grauweekes et arénites. 8 : volcanoclastites de Boujaâda. 9 : séries grésopélitiques (Jerada, Mekam sud). 10 : olistostrome.

## 5.5.2. PROLONGEMENTS VERS LE SUD

### 5.5.2.1. Le bassin de Tendirara (DESTÉUCQ, 1982)

Situé sous les Hauts-Plateaux méridionaux, ce bassin n'affleure pas, il n'est connu que grâce à deux sondages : TE 1 et TE 2 ayant rencontré respectivement le Namurien et le Viséen supérieur où se reconnaissent notamment des dacites. C'est cependant grâce aux données géophysiques (gravimétrie et sismique réflexion) que l'on peut mettre en évidence un bassin carbonifère allongé en direction NE-SW, où l'épaisseur des sédiments atteindrait au maximum 3.000 m.

La présence des dacites semble indiquer que ce bassin de Tendirara est l'équivalent des séries du Mekam ou de Jerada.

Les limites exactes de ce bassin ne sont pas connues. D'après les données géophysiques, il semble qu'il soit limité vers le NW par la ride des Trarit et vers le SSE par la ride du Tamelelt.

### 5.5.2.2. Le bassin de Béchar

Au Sud du Haut-Atlas, les séries carbonifères réapparaissent dans de vastes bassins intracontinentaux, peu déformés, reposant sur le craton ouest-africain. Dans l'Anti-Atlas au Maroc, le Carbonifère appartient à la bordure nord du bassin de Tindouf ; à l'Est de l'axe de l'Ougarta, en Algérie, il constitue le bassin Ahnet-Timimoun-Béchar (CONRAD et LEMOSQUET, 1984). La partie nord de ce dernier permet d'envisager la transition entre le craton proprement dit et sa marge. Dans la région de *Béchar-Kenadza*, le Carbonifère est caractérisé par des dépôts marins de plate-forme ; la sédimentation est détritique du Strunien au Viséen inférieur, du Viséen supérieur au Westphalien se développe une plate-forme carbonatée associée à des dépôts fluvio-deltaïques. La sédimentation houillère, paralique, apparaît au Westphalien C avec les premiers sols à végétation qui se développent au Westphalien D. La mer se retire progressivement vers l'Est et le comblement du bassin s'achève par des dépôts continentaux rouges du Stéphano-Autunien. Vers le Nord, à *Ben Zireg*, le Viséen inférieur repose directement sur le Dévonien, il est représenté par un faciès de flysch à olistolites (PAREYN, 1961) résultant probablement de l'érosion d'une ride dont fait partie le massif de Tamelelt. Sur cette ride, localisée à la bordure sud-atlasique se déposent, du Tournaisien au Namurien, les séries ultracondensées des Jebel Grouz et Antar (WEYANT et PAREYN, 1975).

Le flysch à olistolites de Ben Zireg est très probablement l'équivalent de la formation chaotique décrite à Timeghir (MICHARD et coll. 1982) et attribuée au Dévono-Dinantien. Ici cependant les olistolites proviendraient du Sud c'est-à-dire du craton. Quoiqu'il en soit, il semble clair dans l'état actuel des connaissances, qu'au début du Carbonifère (Viséen inférieur à supérieur) le craton de l'Ouest africain constitue une plate-forme stable se disloquant dans la partie nord avec individualisation de sillons où apparaissent des flyschs à blocs, l'alimentation de ces sillons se faisant soit directement sur le craton, soit par des rides situées plus au Nord, comme celle du Tamelelt. L'olistostrome d'Oujda appartient probablement au même système bien que situé en plein domaine orogénique.

Dans la Meseta orientale, au Nord du Haut-Atlas la disposition du Carbonifère en bassins étroits et allongés résulte probablement du même phénomène d'individualisation de rides et de sillons. Parmi ces derniers, on note ceux de Jerada, du Mekam, de Tendirara.

La différence fondamentale avec le craton et sa marge est qu'ici le Carbonifère peut reposer sur une chaîne "bretonne" et qu'il est caractérisé par un important magmatisme calco-alcalin qui s'étend du Nord au Sud depuis Oujda jusqu'à Tandrara et d'Ouest en Est du Tazekka à Tifrit en Algérie. A l'emplacement du Haut-Atlas oriental actuel devrait donc exister pendant les temps hercyniens un accident majeur assurant la limite entre le craton stable et sa marge et la ceinture orogénique hercynienne avec phase bretonne et magmatisme calco-alcalin subséquent (fig. 46).

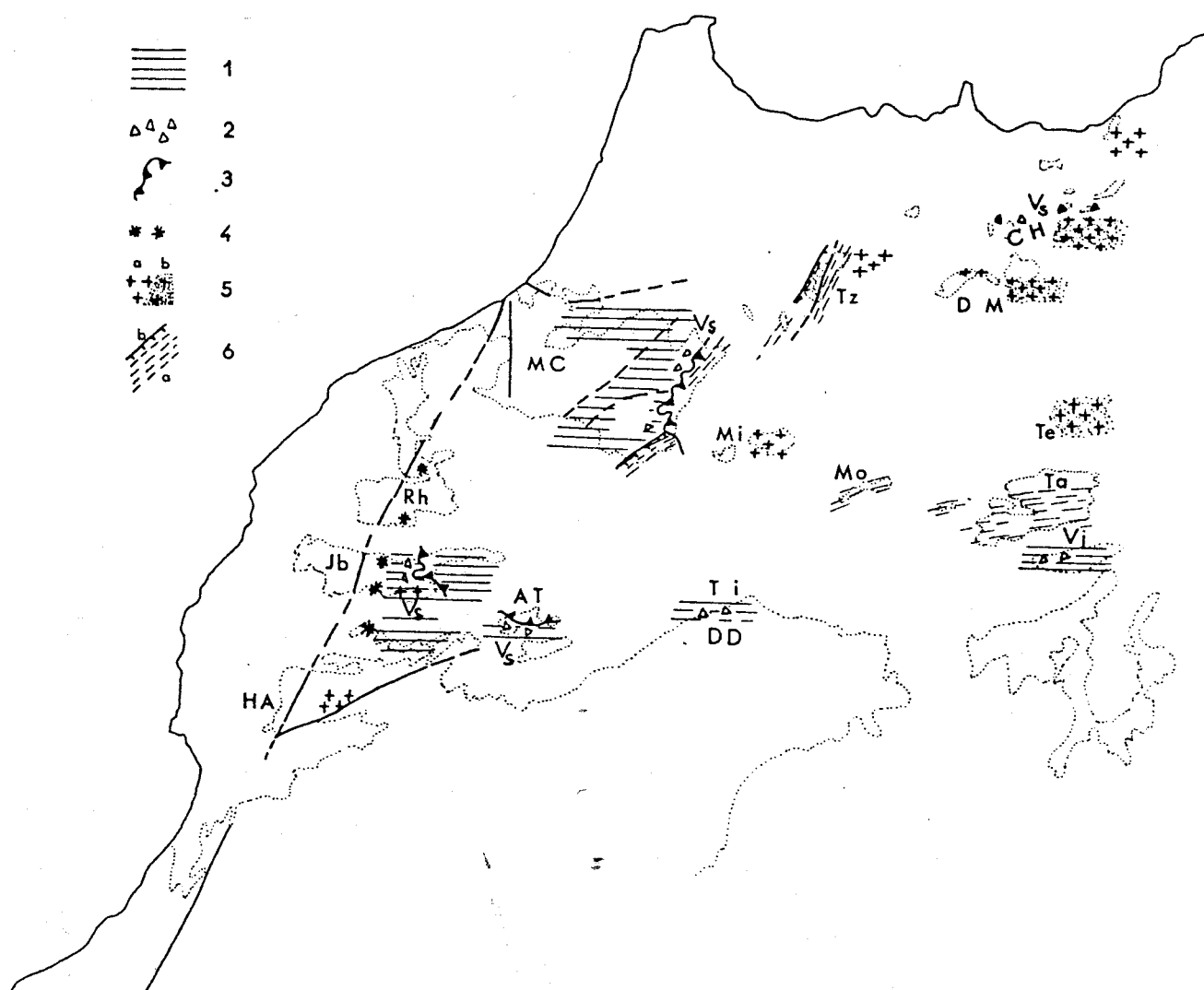


Fig. 46 - Carte paléogéographique schématique du Maroc au Viséen supérieur-Namurien. 1 : bassins de flyschs. 2 : olistostrome (DD : dévon-dinantien, Vi : Viséen inférieur, V : Viséen supérieur). 3 : nappes de glissement. 4 : magmatisme basique (tholéitique). 5a : magmatisme calco-alcalin (granites, granodiorites, volcanites), 5b : séries volcano-détritiques et séries détritiques (Jerada, Mekam sud). 6 : zones à phase sudète probable, a : plissement synschisteux, b : écaillages. HA : Haut-Atlas, Jb : Jebilet, Rh : Rehamna, MC : Maroc central, Mi : Midelt, Tz : Tazekka, DM : Debdou-Mekam, CH : Chaîne des Horsts, Mo : Mougueur, Te : Tandrara, Ta : Tamlelt.



## *Deuxième partie*

### *TECTONIQUE*

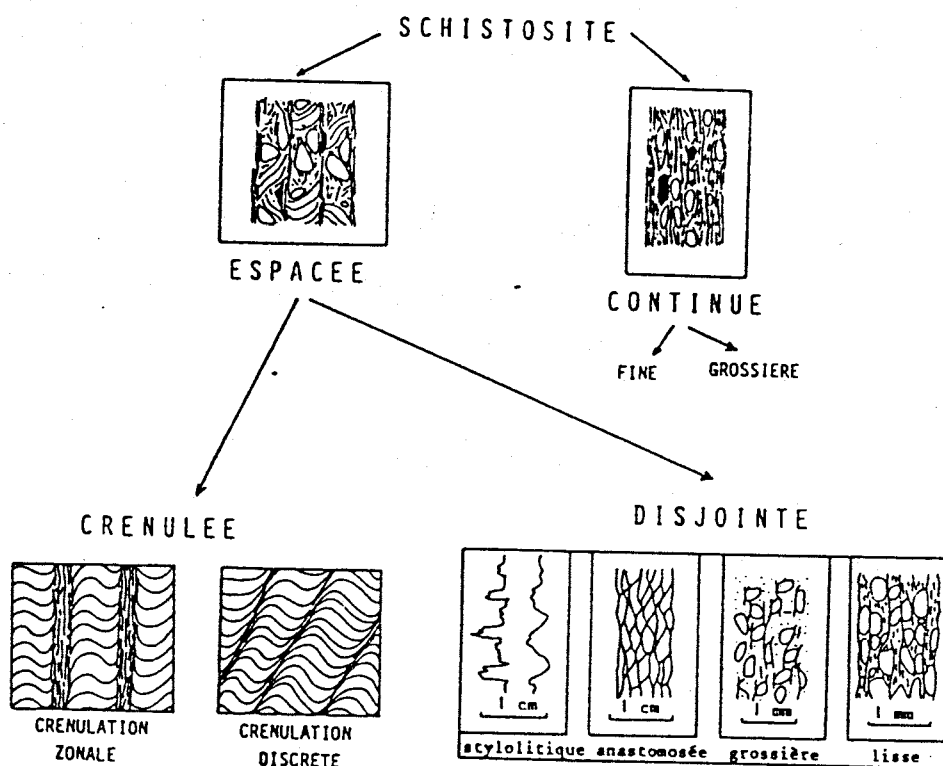
#### INTRODUCTION

##### *a) Méthodologie*

Les descriptions tectoniques qui font l'objet de ce chapitre sont le résultat d'une analyse détaillée ou "microtectonique". Les méthodes et la terminologie employées sont désormais des outils classiques pour le géologue structuraliste, largement répandus et systématisés grâce aux traités de MATTAUER (1973), VIALON et al. (1976), NICOLAS (1984).

Dans ce travail, j'insiste plutôt sur l'inventaire et la description géométrique des différentes structures à toutes les échelles, depuis la carte géologique jusqu'à la plaque mince. La présentation se fera dans l'ordre chronologique d'apparition des différents épisodes de déformation. Par convention, j'appellerai  $D_1$ ,  $D_2$ , etc... les épisodes ou phases de déformations successifs.  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $L_1$ ,  $L_2$ , etc... désigneront les plis, schistosités et linéations associées à chacun de ces épisodes.

La disposition spatiale des structures est, la plupart du temps, illustrée par l'usage de la projection stéréographique selon les méthodes mises au point à Strasbourg par RUHLAND (1970). Je rappelle simplement que les directions des objets structuraux mesurées à la boussole sont toujours notées de 0 à 180°, le mode de projection utilisée pour leur report est la projection stéréographique méridienne de l'hémisphère supérieur sur canevas de WULFF. Les plis seront décrits en utilisant la classification de RAMSAY (1967).







	<p><b>FABRIQUE NULLE:</b></p> <p>Pas de fabrique de forme, ni d'orientation des grains détritiques de quartz. Pas d'orientation préférentielle des phyllosilicates.</p>
	<p><b>FABRIQUE FAIBLE:</b></p> <p>Début d'élongation des grains de quartz avec quelques barbes de cristallisation abritée. Faible orientation préférentielle des phyllosilicates.</p>
	<p><b>FABRIQUE FORTE:</b></p> <p>Fabrique de forme, orientée, des grains de quartz avec barbes de cristallisation abritée. Forte orientation préférentielle des phyllosilicates.</p>
	<p><b>FABRIQUE TOTALE:</b></p> <p>Intercristallisation orientée des grains de quartz et des phyllosilicates avec passage continu aux plans de schistosité, peu marqués.</p>

Fig. 47 : Classification de la schistosité d'après POWELL (1979).  
a) Typologie des clivages schisteux.  
b) Intensité de la fabrique schisteuse (in HUON, 1985).

Parmi les marqueurs méso- à microscopiques associés au plissement, la schistosité occupe une place importante. Dans les descriptions générales, j'emploierai les termes de schistosité de fracture, de flux, de foliation, de crénulation tels qu'ils sont définis par ARTHAUD (1970). L'emploi de ces termes est commode car ils sont d'un usage courant ; certains sont cependant ambigus (fracture-flux) ayant à la fois des connotations morphologiques et génétiques. Des classifications fondées essentiellement sur des critères morphologiques ont été élaborées ces dernières années (POWELL, 1979 ; PIQUE, 1979 ; WYBRECHT, 1984) ; elles nécessitent toujours l'examen de plaques minces. Pour les descriptions microscopiques, j'utiliserai la classification de POWELL (1979) (fig. 47).

Cet auteur distingue deux grandes catégories de clivages :

1) *Les clivages continus*, fins ou grossiers, où les microlitons ne sont pas visibles ; tous les minéraux sont orientés selon la schistosité.

2) *Les clivages espacés*, qui découpent la roche en microlitons. Selon le degré de l'anisotropie initiale, on pourra distinguer :

- *les schistosités de crénulation*, qui déforment, en la plissant, une fabrique planaire initiale qui peut être la stratification (crénulation primaire) ou une schistosité. Il est possible de distinguer des crénulations discrètes et des crénulations zonaires, ces dernières correspondant à des phénomènes de différenciation métamorphique (WILLIAMS, 1972).

- *les schistosités disjointes*, qui se développent lorsque la fabrique initiale n'a pas un caractère planaire bien marqué. Plusieurs types peuvent être distingués suivant l'espacement et la planéité des plans de clivages. L'intensité de la fabrique schisteuse à l'intérieur des microlitons est également un critère de classification.

L'intérêt de cette classification, purement descriptive, est de permettre des comparaisons d'une région à l'autre, à condition de rester dans un type lithologique constant, ce qui est généralement le cas en Meseta orientale, où les faciès pélitiques sont dominants. Les mécanismes de déformation mis en jeu au cours de la schistogenèse seront précisés dans la mesure du possible : dissolution sous pression, flux plastique, rotation mécanique, etc...

*L'étude quantitative de la déformation* n'a pas été faite de façon systématique. Je me contenterai ici de préciser la forme et l'orientation de l'ellipsoïde de déformation finie en quelques points.

Les marqueurs utilisables sont peu nombreux dans les séries schistogréseuses très monotones étudiées. J'ai principalement utilisé les grains de quartz détritiques soit dans les schistes, soit dans les grauweekes. Les méthodes de mesures de ce type de marqueurs sont connues (RAMSAY, 1967 ; MUKHOPADHYAY, 1973 ; RAMSAY et HUBER, 1984). Les axes de l'ellipsoïde de déformation seront désignés par X, Y, Z, X correspondant à la direction d'allongement, Z à la direction de raccourcissement et Y à la direction intermédiaire.

Le métamorphisme qui accompagne ces déformations est généralement de faible intensité : anchizonal à épizonal. Le degré de recristallisation est apprécié par la mesure de l'indice de cristallinité de l'illite (C.I.)

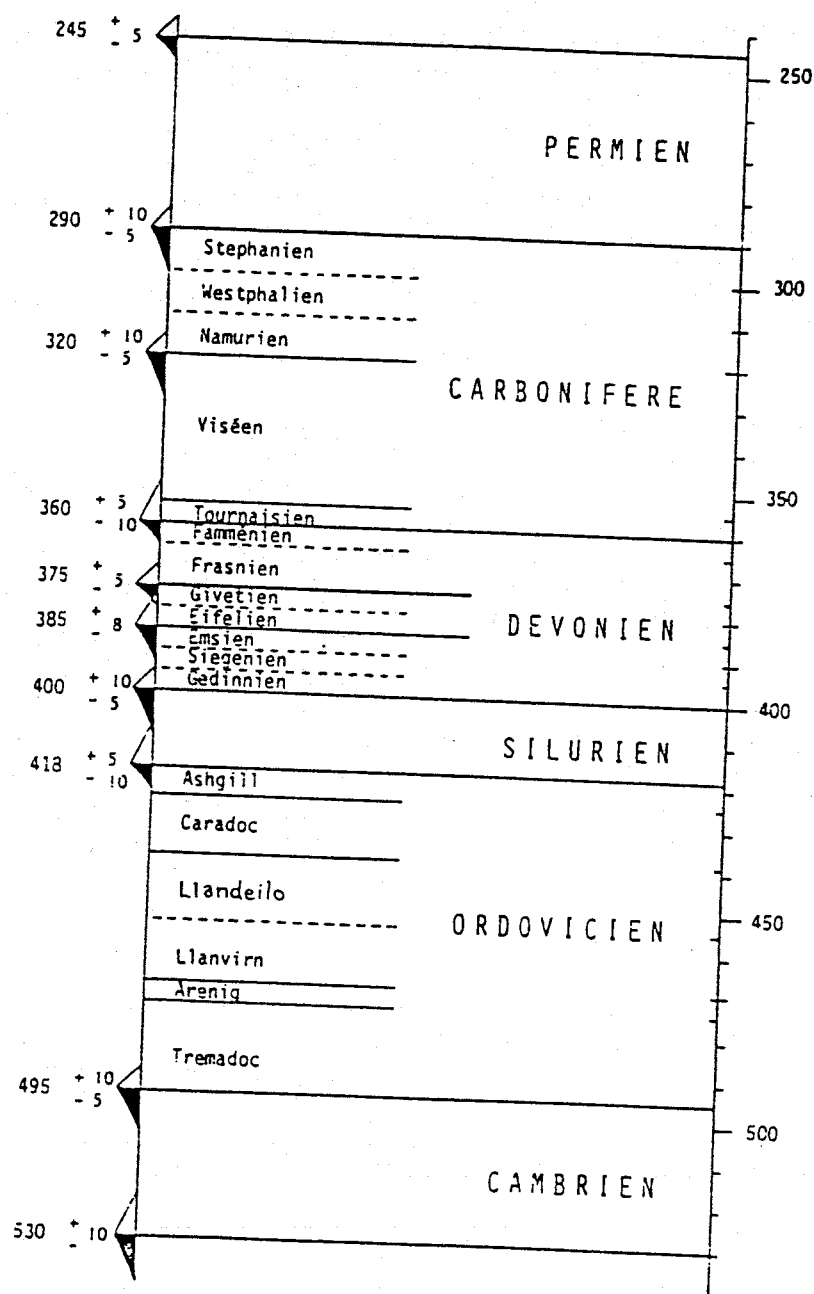


Fig. 48 : Echelle chronostratigraphique du Paléozoïque d'après ODIN et al. (1982), in HUON (1985).



défini comme la largeur en millimètres du pic à 10 Å de l'illite, mesurée à mi-hauteur (KUBLER, 1964 ; ESQUEVIN, 1969, DUNOYER de SEGONZAC, 1969). Le découpage des différentes zones métamorphiques en fonction du C.I. est le suivant :

	$C I > 10$	: Diagenèse naissante
5,5 <	$C I < 10$	: Diagenèse
3,5 <	$C I < 5,5$	: Anchizone
2,5 <	$C I < 3,5$	: Epizone
	$C I < 2,5$	: Epizone profonde

Je n'ai pas fait d'étude systématique ; la maille d'échantillonnage, très large, ne permet pas de tracer de cartes d'isocristallinité. Les mesures ont donc surtout une valeur indicative. De toute manière, dans la région étudiée, les variations du métamorphisme restent très modérées, la plupart des terrains se situant dans l'anchizone ou le début de l'épizone. L'étude aux rayons X a été faite à l'Institut de Géologie de Strasbourg, l'appareillage et la méthode sont décrits dans la note technique n° 1 (rédaction collective, 1975).

*Les datations géochronologiques* effectuées ces dernières années dans la Meseta marocaine seront souvent discutées ici. Leur corrélation avec l'échelle stratigraphique du Paléozoïque correspond à l'échelle établie par ODIN et coll. (1982).

#### *b) Présentation*

Le chapitre précédent, consacré à la stratigraphie, a montré que, malgré la dispersion des affleurements paléozoïques de la Meseta orientale, des regroupements et des rapprochements sont possibles et qu'une certaine unité peut finalement se dégager. L'étude structurale se heurte au départ aux mêmes problèmes de corrélation entre les différentes boutonnières hercyniennes mais là encore, j'essaierai de montrer que la Meseta orientale présente une cohérence remarquable.

Les données antérieures sont encore beaucoup plus réduites qu'en ce qui concerne la stratigraphie. Aucune approche tectonique d'ensemble n'avait jamais été faite, seules quelques études de détails, d'ailleurs récentes, introduisent à l'analyse structurale de ce segment de la chaîne hercynienne. Ainsi, MORIN (1973) dégage la notion de "linéament" de Bsabis-Tazekka séparant la Meseta orientale de la Meseta occidentale ; une description tectonique des structures dans le massif du Tazekka (HOEPFFNER, 1978) et les boutonnières de Debdou-Mekam (DESTEUCCQ et HOEPFFNER, 1980) est amorcée, un essai de synthèse des déformations hercyniennes peut être présenté (HOEPFFNER, 1983).

Une présentation synthétique de l'évolution hercynienne de cette partie de la chaîne était donc nécessaire. Dans ce chapitre, j'envisagerai la Meseta orientale dans son ensemble plutôt que d'étudier chaque boutonnière séparément et je présenterai les déformations hercyniennes dans leur ordre chronologique. Il est en effet classique de distinguer en Meseta orientale

une "phase antéviséenne" responsable de la structuration des schistes du Tazekka et de Debdou-Mekam et une phase post-westphalienne donnant des structures du type du synclinal de Jerada.

LA "PHASE ANTEVISEENNE" :

Son âge absolu est resté longtemps incertain. A Midelt, les datations géochronologiques effectuées sur les roches métamorphiques (TISSERANT, 1977 ; CLAUER et coll., 1980) indiquent un âge de  $366 \pm 7$  MA, soit le Dévonien supérieur. Dans le Tazekka et Debdou-Mekam, l'attribution des schistes au Tournaisien-Viséen inférieur et la discordance du Viséen supérieur daté nécessitait l'intervention d'une phase tectonique intraviséenne donc plus récente qu'à Midelt. Les datations de l'Ordovicien dans le Tazekka (RAUSCHER et coll., 1982) et du Dévonien dans les Schistes de Debdou-Mekam (MARHOUMI et coll., 1983) montraient en fait que l'épisode tectono-métamorphique antéviséen supérieur dans ces deux boutonnières pouvait fort bien correspondre à la phase dévonienne datée à Midelt. Une bonne homogénéité apparaissait ainsi en Meseta orientale pour ce qui concerne la chronologie des déformations. Des travaux récents (HUON, 1985), portant sur la datation isotopique des phases tectono-métamorphiques dans les séries schisteuses de Meseta orientale, apportent des précisions et amèneront sans doute, si certaines d'entre elles se confirment à distinguer plusieurs étapes dans la structuration antéviséenne. Cet auteur montre que la phase majeure des boutonnières de Debdou et du Mekam peut être datée de  $372 \pm 8$  et  $368 \pm 7$  MA. Ces régions sont donc corrélables avec Midelt. Dans le Tazekka par contre, la phase "antéviséenne" des Schistes du Tazekka est datée de  $329 \pm 7$  MA soit du Viséen supérieur. Si cette datation se confirme (un rajeunissement n'est pas à exclure), il se dessinerait à l'échelle de la Meseta orientale :

- une zone à structuration d'âge dévonien supérieur représentée dans les boutonnières de Debdou-Mekam et de Midelt. J'y inclurai également les boutonnières du Boudoufoud, des Beni-Snassène et le Nord du Tamelett. On ne dispose pas dans ces boutonnières d'éléments de datations absolues ou relatives de la phase tectonique. C'est le style et l'orientation des structures qui me servent d'arguments pour les rattacher à cette zone,

- une zone à structuration d'âge viséen supérieur représentée dans le massif du Tazekka. Cette zone se prolongerait vers le SW dans la région d'Azrou-Khénifra. La nappe de Khénifra représente en effet une phase compressive d'âge viséen supérieur (ALLARY et coll., 1972) et, dans la région d'Azrou, des datations isotopiques fournissent des âges identiques à ceux obtenus dans le Tazekka (HUON, 1985). Leur corrélation avec les données de géologie régionale pose cependant des problèmes que j'évoquerai plus loin. HUON (1985) ne retient d'ailleurs pas les âges obtenus à Azrou, selon lui ils seraient en partie hérités, la structuration étant plus tardive (post-westphalienne).

Pour la phase tectonique du Dévonien supérieur, j'utiliserai le terme de *phase bretonne*. Les datations obtenues montrent en effet que les mouvements sont contemporains de la phase bretonne définie en Europe par STILLE (1920) à la limite entre Dévonien et Carbonifère. Ce terme est également utilisé pour désigner des phases hercyniennes de même âge dans le Rif interne (CHALOUAN et MICHARD, 1985, CHALOUAN, 1986) et dans les noyaux kabyles (BOUILLIN et PERRET, 1982). Il me semble préférable à celui de phase acadienne, qui a parfois été employé (HOLLARD et al., 1976 ; SCHENK, 1977) mais qu'il faut plutôt réserver pour des événements tectoniques intradévonien, bien définis dans l'orogène appalachien mais absents au Maroc (tout au moins en temps qu'événements tectono-métamorphiques).

La phase de plissement d'âge viséen supérieur correspond à peu près à la phase *sudète* de Stille, située à la limite Viséen-Namurien. J'emploierai ce terme avec celui de phase intraviséenne qui reste plus exact, les structures issues de cette phase étant, en effet, toujours scellées dans le Tazekka par des dépôts encore datés du Viséen supérieur.

#### LA "PHASE POST-WESTPHALIENNE" :

Elle déforme les terrains viséen supérieur et plus récents. Elle est antérieure au Trias. Si les déformations liées à cette phase sont bien synchrones à l'échelle de la Meseta orientale, leur âge est post-westphalien C, terrain plissé le plus récent du bassin de Jerada. Les datations isotopiques faites dans le Tazekka ont donné des âges de  $300 \pm 6$  MA donc à la limite Westphalien-Stéphanien. Il me semble que l'on puisse actuellement admettre que dans l'ensemble de la Meseta orientale la dernière phase plicative hercynienne se déroule à la fin du Westphalien vers 300 MA. Les directions des structures issues de cette phase sont d'ailleurs assez homogènes pour appuyer cette hypothèse.

Cette phase est contemporaine de la phase asturienne d'Europe.

Dans les pages qui suivent, je décrirai successivement ces épisodes de déformation dans les différents secteurs où ils peuvent être observés. Je conserverai la division classique en phase antéviséenne et phase postwestphalienne. J'examinerai en conclusion les deux hypothèses possibles : inclure le Tazekka dans la chaîne bretonne du Dévonien supérieur ou en admettant les âges isotopiques, le rattacher à une chaîne *sudète* qui pourrait se prolonger jusqu'à Khénifra.

- S<sub>0</sub> stratification
- S<sub>1</sub> schistosité
- S<sub>0-1</sub>
- P<sub>1</sub>
- L<sub>0-1</sub> lineation d'intersection
- ⊙ S<sub>2</sub>
- P<sub>2</sub>
- L<sub>0-2</sub> L<sub>1-2</sub>
- △ S<sub>3</sub>
- ▷ P<sub>3</sub> L<sub>3</sub>
- plans de cisaillement tordifs
- ⊗
- ⊙— axe de pli et sens de déversement
- lineation de microplissement
- \*— " minérale, d'étirement
- " de boudins
- stries

Légende commune aux stéréogrammes.



## Chapitre VI

### LA PHASE ANTÉVISÉENNE OU ÉOVARISQUE

#### 6.1. LA BOUTONNIERE DE MIDELT

##### 6.1.1. PRESENTATION HISTORIQUE

Située à la jonction entre le Moyen-Atlas et le Haut-Atlas, dans la vallée de la haute-Moulouya (Fig. 49) la boutonnière de Midelt est constituée de terrains probablement paléozoïques, plissés, métamorphisés et granitisés lors de l'orogénèse hercynienne.

EMBERGER (1965) dans l'étude du district plombo-zincifère de la haute-Moulouya, présente une carte au 1/125 000e de la boutonnière où il reconnaît des schistes à chlorite et séricite, localement biotitiques, avec des quartzites et des amphibolites. Cette série est traversée par un massif granitique.

La succession des différents événements métamorphiques et magmatiques est maintenant bien établie grâce aux datations isotopiques par la méthode Rb-Sr (TISSERANT, 1977 ; CLAUER et al., 1980). Le métamorphisme régional, associé à deux épisodes de plissement, est daté de  $366 \pm 7$  MA et correspond donc à la phase précoce de l'orogénèse hercynienne au Dévonien supérieur. Il est suivi par la mise en place de massifs de granitoïdes : des granodiorites à  $347 \pm 17$  MA, des granites alcalins à  $329 \pm 6$  MA et des granites calco-alcalins à  $319 \pm 6$  MA. Le dernier événement hercynien correspond à une cataclase des granites calco-alcalins, le long de plans de cisaillement, vers 315-309 MA.

Si l'âge absolu des événements hercyniens est maintenant bien connu, la géométrie et la cinématique des structures développées lors de la phase majeure hercynienne n'ont fait l'objet que de travaux ponctuels. VAUCHEZ (1976) distingue deux phases principales : la phase 1 qui donne des plis isoclinaux synschisteux et synmétamorphiques déversés vers l'Est, la phase 2 qui donne les plis les plus visibles dans la boutonnière. Déversés, selon cet

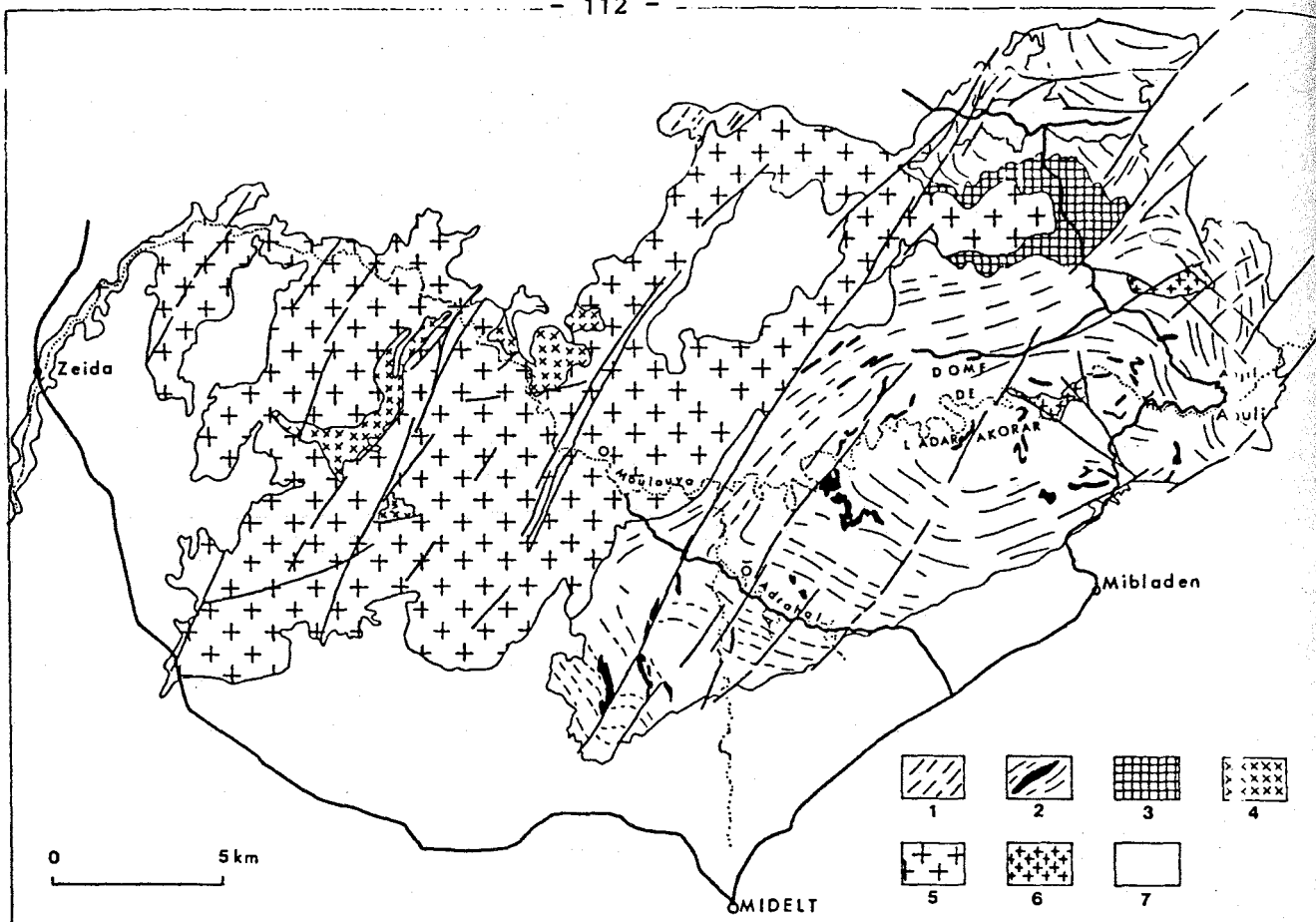


Fig. 49 - Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Midelt d'après Emberger (1965). 1 : phyllades et micaschistes attribuées au Cambro-Ordovicien, métamorphisme régional à  $366 \pm 7$  MA. 2 : lentilles d'amphibolites. 3 : grano-diorites et diorites ( $347 \pm 17$  MA). 4 : granites alcalins ( $319 \pm 6$  MA). 6 : granites à muscovite. 7 : couverture post-paléozoïque.

auteur, vers le SSE, ils sont associés à des cisaillements subhorizontaux et admettent une schistosité de crénulation dans leur plan axial. Ce même auteur en 1977 présente une étude détaillée du mécanisme de déformation lié à la phase 2, correspondant à l'action conjuguée de l'aplatissement et d'un cisaillement ductile avec rupture dans les flancs des plis  $P_2$  lors du déversement vers le SSE.

#### 6.1.2. LES DONNEES STRUCTURALES

Les observations que j'ai effectuées dans la boutonnière de Midelt m'amènent à des conclusions légèrement différentes de celles de VAUCHEZ, tout au moins pour ce qui concerne la phase bretonne.

Le matériel déformé est de nature essentiellement pélitique et grésopélitique, il donne naissance, par métamorphisme, à un ensemble assez homogène de phyllades, quartzophyllades et micaschistes. A l'exception des plis dessinés par les niveaux d'amphibolites, on n'observe pas de grandes structures dont l'échelle soit supérieure au décamètre.

Le débit principal est une schistosité cristallophyllienne ou foliation déformée tardivement en dômes plus ou moins allongés selon la direction E-W : dômes de l'Adrar-Akorar et de Dar-Lkhaach, qui apparaissent bien sur la carte à 1/125 000e d'EMBERGER. L'acquisition de cette foliation s'est réalisée en deux temps, selon un processus de plissement + cisaillement. Ces deux épisodes correspondant aux phases 1 et 2 décrites

par VAUCHEZ (1976). D'une manière générale, c'est le phénomène de cisaillement et les structures associées qu'il développe, qui sont les plus visibles dans la boutonnière de Midelt.

#### 6.1.2.1. Petites et moyennes structures

Les structures qui peuvent être interprétées comme appartenant à l'épisode  $D_1$  sont relativement rares dans la boutonnière de Midelt.

- Le long de la route secondaire R.S. 317 Midelt-Aouli, on peut observer des flancs de plis couchés d'échelle décamétrique (fig. 50a). Ils admettent une schistosité de plan axial, de type flux, réfractée dans les niveaux de quartzophyllades et de quartzites, où se développent des meneaux. L'orientation des linéations d'intersection varie, d'un affleurement à l'autre, de N 90 à N 130 (fig. ).

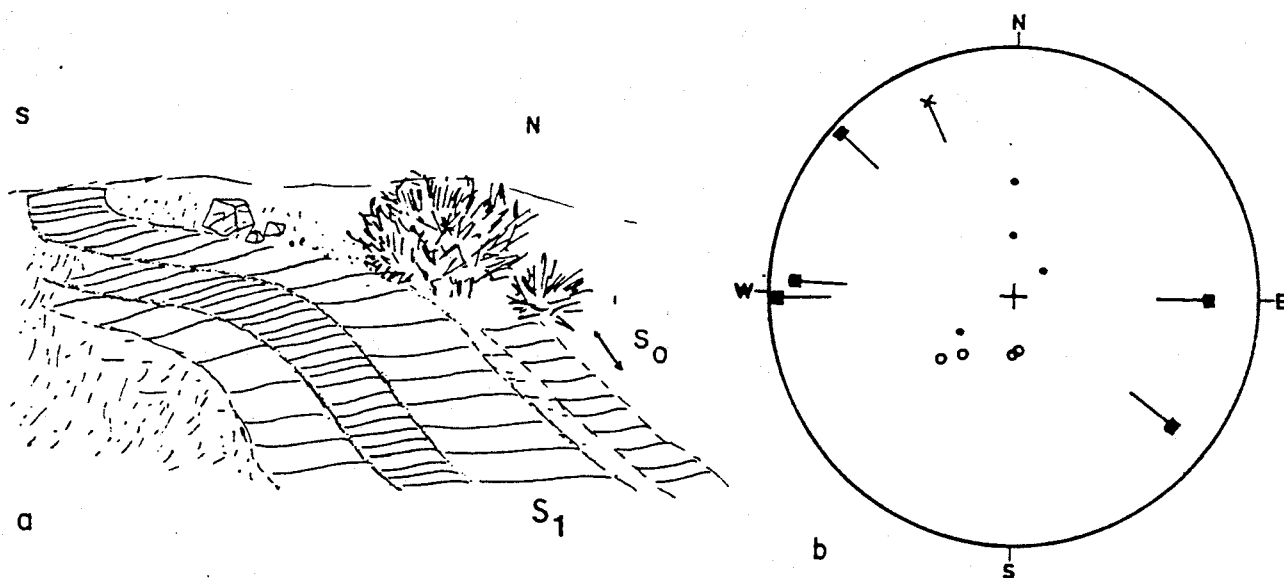


Fig. 50 - Structures de la phase  $D_1$  - Route Midelt - Aouli.  
a : flanc de pli couché.  
b : stéréogramme correspondant.

- Plus à l'Est, dans le secteur d'Anjil, ce sont des plis dissymétriques, soulignés par des niveaux quartzitiques. Ces plis, d'échelle décimétrique à centimétrique, sont de type concentrique - aplati ou semblable-aplati ; ils admettent une schistosité de flux selon leur plan axial. La disposition géométrique des axes de microplis et des linéations d'intersection montre une importante dispersion (fig. 51 a-b). L'origine de cette dispersion est à attribuer à des phénomènes de cisaillement synmétamorphique correspondant ici à des glissements selon les plans de foliation  $S_1$ . On remarque en effet que, dans un plan de  $S_1$  donné, les linéations d'intersection  $L_0$  gardent une orientation régulière admettant, à la limite, une courbure de quelques degrés. Par contre, d'une lame schisteuse à une autre, au sein de la pile des phyllades,

on constate des écarts angulaires appréciables (fig. 51a). Le glissement, responsable de la dispersion axiale, se marque par des décalages des niveaux repères  $S_0$ . Ce type de déformation discontinue marque l'intervention des processus de cisaillement qui consistent ici, essentiellement, en une réutilisation des plans de  $S_1$ . A ce type de déformation rotationnelle s'ajoute une composante d'aplatissement indiquée par le boudinage de veines de quartz. La direction des axes des boudins reste assez constante, orientée N160-170. La direction X de l'étirement correspondant au boudinage est N 70. Là encore, il s'agit d'une direction qui se retrouve dans l'ensemble des affleurements du secteur d'Anjil. Elle est soulignée par une linéation d'étirement minéral dont l'orientation est constante et indépendante des variations de direction des linéations  $L_{01}$  et des plis  $P_1$  (fig. 51b). Le sens de cisaillement de l'Est vers l'Ouest peut également être appréhendé par la forme des microplis d'entraînement (fig. 49a). Ceux-ci ont une vergence apparente vers l'Est. Il s'agit en fait de plis de flanc inverse formés par cisaillement selon le modèle de RAMSAY et coll. (1983). Ils ont des flancs courts épaissis et des flancs longs amincis pouvant aller jusqu'à la rupture avec décalage indiquant un déplacement de l'Est vers l'Ouest.

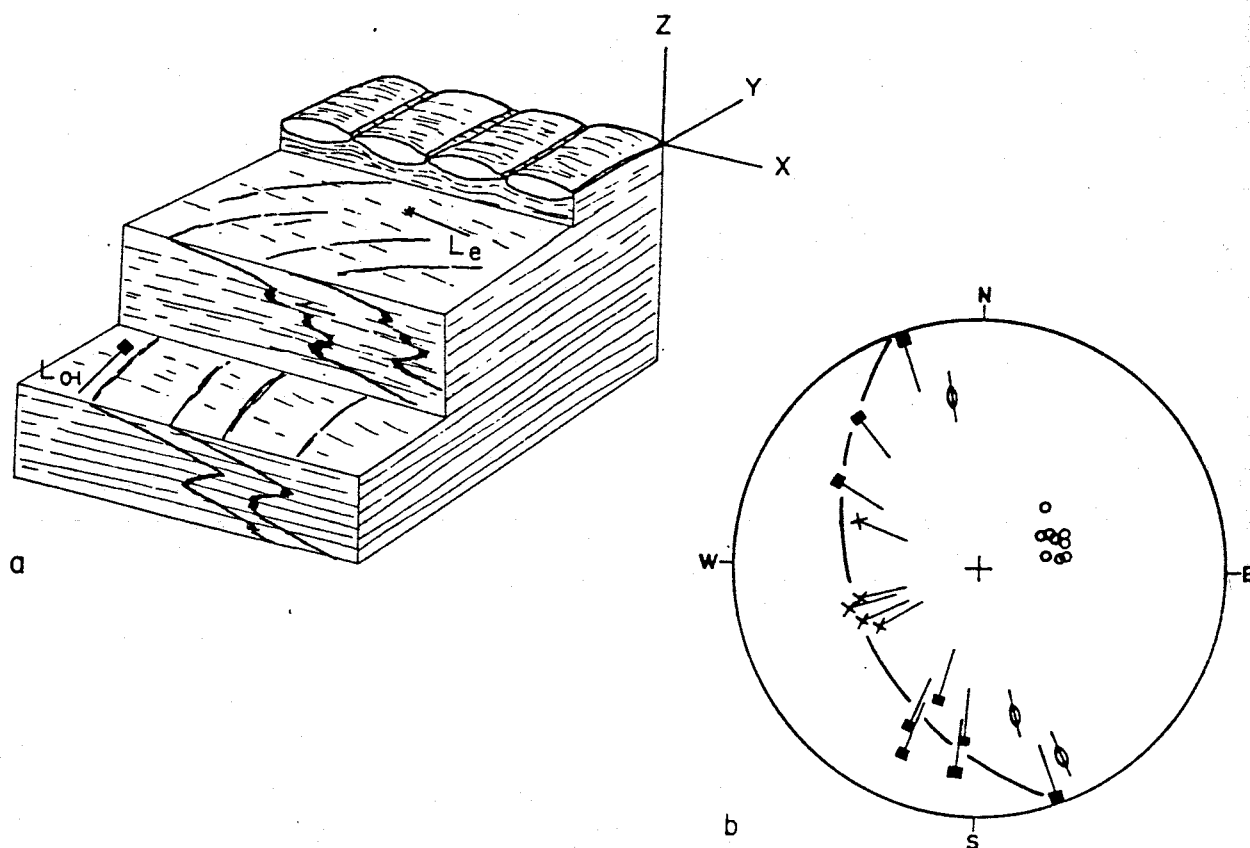


Fig. 51 - Structures de la phase  $D_1$ . Phyllades du secteur d'Anjil.  
a : bloc diagramme des mesostructures.  
b : stéréogramme correspondant.



L'épisode  $D_2$  apparaît ainsi comme le prolongement dans le temps de l'épisode  $D_1$ , les structures planaires apparues avec les plis  $P_1$  étant immédiatement réutilisées lors du cisaillement. Parmi les structures qui se développent pendant ce deuxième épisode, il faut aussi noter les plis  $P_2$ , omniprésents dans la boutonnière de Midelt.

Ces plis sont en chevrons ou arrondis, du type concentrique ou concentrique-aplati. Les gorges de la Moulouya constituent de bonnes coupes naturelles pour l'observation de ces plis  $P_2$ . Une de leur caractéristique importante est leur développement dans une tranche de roche d'épaisseur centimétrique à métrique, limitée par des plans de  $S_1$  ou  $S_{01}$ , en général proche de l'horizontale. A l'intérieur de ces lames schisteuses, on remarque une variation d'amplitude des plis, celle-ci augmentant progressivement depuis les limites de la bande vers son centre (fig. 52).

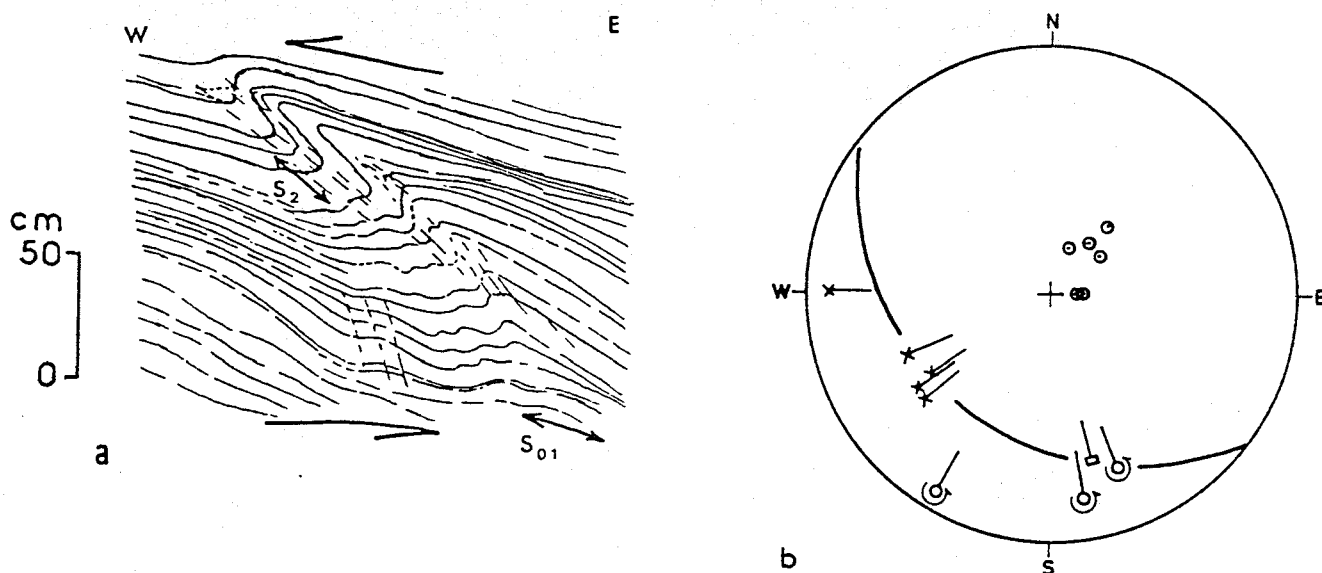


Fig. 52 - Replis  $P_2$  liés à l'épisode de cisaillement

$D_2$ : (Gorges de la Moulouya, route Midelt-Aouli).

a: mésosstructures.

b: stéréogramme.

Cette disposition est caractéristique des zones de cisaillement. Au régime de déformation rotationnel s'associe une dilatation de la bande cisailée, permettant le développement et l'amplification de zones plissées (HANSEN, 1971 ; ). Le plan axial de ces plis est oblique sur les plans de cisaillement  $S_{01}$ , il y apparaît une schistosité de crénulation  $S_2$  différenciée, donnant des microlitons d'épaisseur centimétrique (fig. 53).

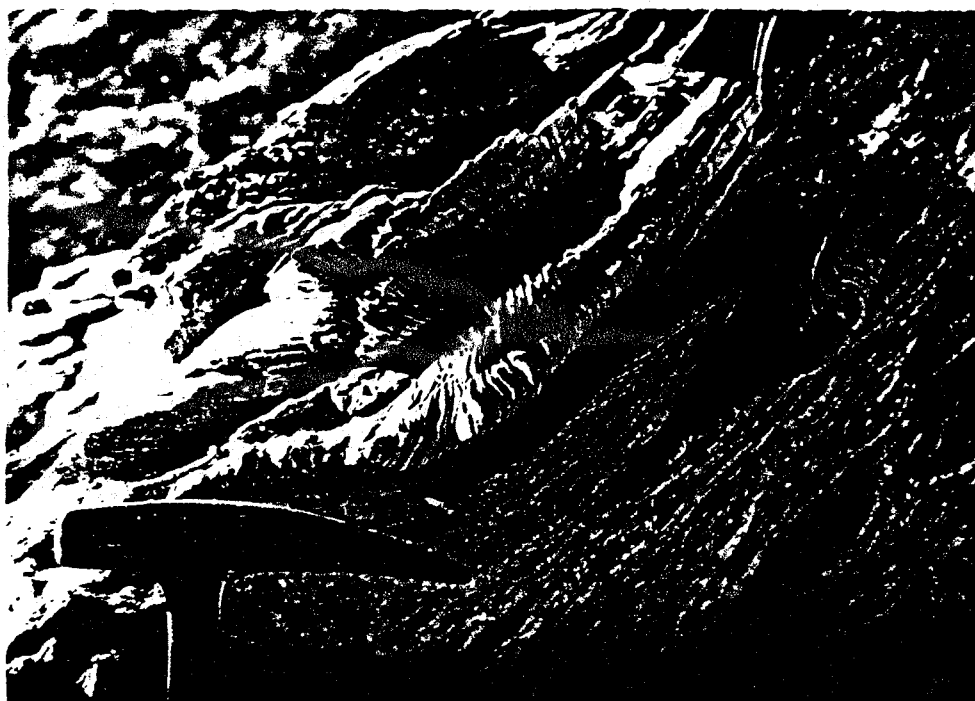


Fig. 53 - Aspect mésoscopique de la schistosité  $S_2$  (crénulation différenciée). Piste de l'oued Adrahal.

Comme pour les plis  $P_1$ , on remarque que les axes des plis  $P_2$  et les linéations  $L_2$  de microplissement sont très dispersés (fig. 52b-54b), depuis des directions N 90 jusqu'à des directions N 160 - 170. L'origine de cette dispersion est à chercher dans des phénomènes de glissement analogues à ceux mis en évidence pendant l'épisode  $D_1$ . Elle est cependant aussi liée à l'existence de plis à charnière courbe ou plis en fourreau. J'ai pu observer ce type de plis dans le secteur de l'oued Adrahal (fig. 54a) où ils sont d'échelle centimétrique ; la courbure de la charnière ne dépasse pas  $90^\circ$ . On peut mettre en évidence la direction de la ligne de glissement correspondant au transport tectonique qui est ici orienté N 120. Cette direction est parallèle à la linéation d'étirement déjà signalée précédemment.

Cette linéation d'étirement  $Le$  est toujours observable dans la boutonnière de Midelt. Elle se marque à l'affleurement ou sur échantillon par une fine linéation souvent mal définissable, correspondant soit à une fibrosité de quartz, soit à une fine crénulation de la foliation. Fréquemment, c'est une linéation minérale soulignée par des baguettes de chlorite de 0,5 à 1 mm de long. Dans les schistes tachetés, les taches allongées peuvent parfois être parallèles à cette linéation. Elles ont cependant souvent une orientation quelconque.

On constate que l'orientation de cette linéation  $Le$  est assez constante à l'échelle de la boutonnière, principalement là où la foliation est sub-horizontale. Sa direction moyenne est E-W, avec des variations selon les secteurs, de N 70 à N 120 (fig. 54b-51).

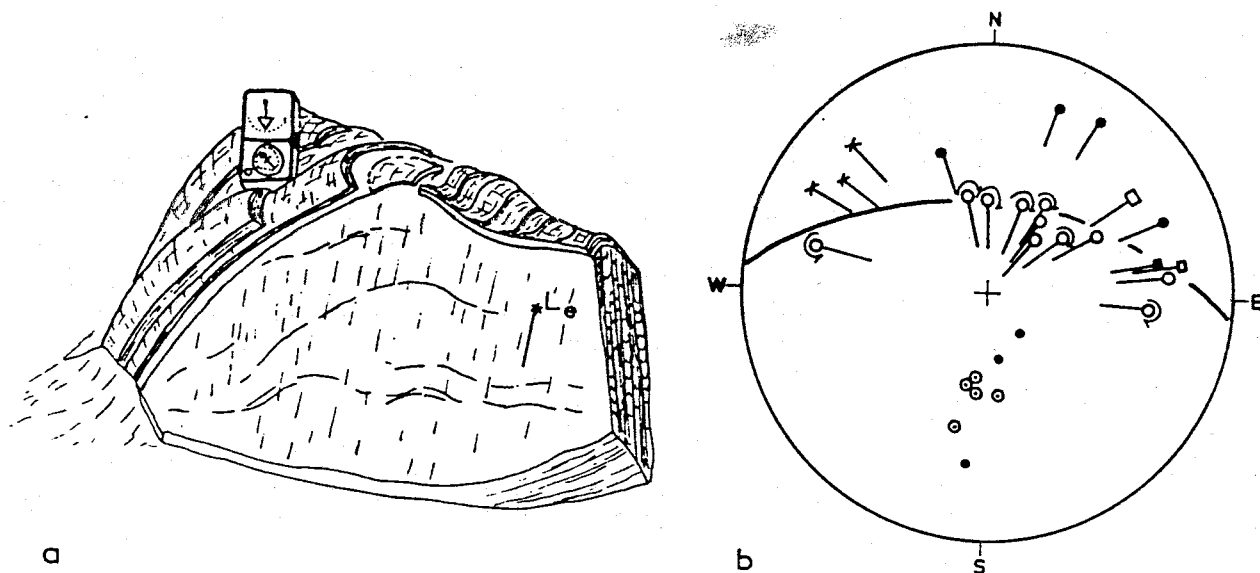


Fig. 54 - Pli  $P_2$  à charnière courbe (piste de l'oued Adrahal).  
a : mésostructure,  
b : stéréogramme correspondant.

Il semble qu'elle puisse être interprétée comme représentative de la direction du transport tectonique lors de l'épisode de cisaillement qui suit le plissement  $P_1$ . L'orientation des linéations  $Le$  est en effet indépendante des variations de direction des axes de plis  $P_1$  et  $P_2$ . Les directions de plissement subméridiennes ( $N 10$  à  $N 160$ ) représenteraient donc l'orientation initiale des plis. Au cours du cisaillement les plis  $P_1$  se dispersent et peuvent se réorienter vers la direction E-W ; les plis  $P_2$  qui apparaissent sont initialement N-S, ils acquièrent localement une géométrie en fourreau et se réorientent également vers des directions proches de la linéation d'étirement.

Le sens du cisaillement peut être déduit de la géométrie des plis  $P_2$  d'axes subméridiens. Ceux-ci sont en règle générale déversés vers l'Ouest (fig. 52). La schistosité  $S_2$ , limitée aux bandes cisillées, est pentée vers l'Est. Cette disposition est caractéristique d'un régime de cisaillement dirigé d'Est en Ouest.

Donc, plutôt que de faire intervenir deux phases de plissement successivement N-S et  $N 70$  (VAUCHEZ, 1976), je pense que les variations des directions axiales observables à Midelt sont le résultat d'une déformation progressive de type plissement + cisaillement synmétamorphique, l'ensemble des structures étant déplacé de l'Est vers l'Ouest (CAILLEUX et HOEPFFNER, 1983).

#### 6.1.2.2. Les microstructures

La structure planaire observable dans les phyllades et micaschistes de Midelt est une foliation métamorphique. Au microscope, elle apparaît constituée par des cristallisations de quartz en amandes, de micas blancs et parfois de biotite aplatis dans le plan de schistosité. La chlorite en petites baguettes est omniprésente.

Les plis  $P_1$  observables au microscope sont soulignés par des niveaux quartzitiques. Ils sont anisopaques, de type semblable ou semblable-aplati. La schistosité  $S_1$  correspond au type continu ou discontinu-lisse, c'est-à-dire au type flux ou foliation. Le clivage est parfaitement pénétratif, parallèle au plan axial des plis. Dans les phyllades, se développe une crénulation différenciée, donnant un litage tectonique. Dans les micaschistes, les microlitons issus de cette crénulation ont tendance à disparaître, ils ne subsistent plus qu'à l'état de domaines lenticulaires isolés.

Dans les zones où la schistosité  $S_1$  est le siège de glissements, liés à l'épisode  $D_2$  de cisaillement, la foliation  $S_{1-2}$  correspond à un litage tectonique. Les bandes phylliteuses conservent bien la structure microplissée des microlitons (fig. 55) : les micas blancs sont disposés en arcs polygonaux, un clivage  $S_2$  légèrement oblique sur  $S_1$  se développe dans les microlitons, il est souligné par des impuretés charbonneuses et des cristallisations de mica blanc. Des chlorites tardives recoupent ces structures planaires.

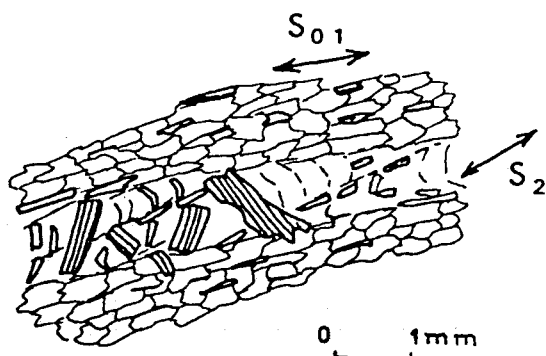


Fig. 55 - Microstructures dans les micaschistes de Midelt. Route d'Aouli dans les gorges de la Moulouya.

La linéation d'étirement observable sur le terrain, dans l'ensemble de la boutonnière, se manifeste au microscope par la déformation de plusieurs types de marqueurs : les cristaux de quartz détritiques, les tablettes de chlorites, des taches millimétriques allongées qui correspondent à des phénoblastes apparus précocement puis déformés et métamorphosés. Ces minéraux sont complètement épigenisés par des cristallisations de quartz-chlorite-micas blanc. Ils ont généralement une forme globuleuse. Lorsqu'ils ont conservé les contours de leur géométrie initiale, ceux-ci évoquent la staurotide ou l'andalousite. Les observations sont faites dans deux sections de l'échantillon perpendiculaire à la foliation : l'une perpendiculaire, l'autre parallèle à la linéation.

- *Les grains de quartz détritiques.* Seuls sont pris en compte ici les grains de quartz de grande taille ( $> 200 \mu$ ). Dans les sections XZ, ces grains sont entourés de recrystallisations syntectoniques en "ombre de pression" de quartz et de chlorite. Chaque grain et son ombre de pression acquièrent une fabrique de forme elliptique. Le rapport X/Z mesuré est en moyenne de 2,15. Dans les sections YZ, on remarque un développement moindre des recrystallisations en ombre de pression, le rapport Y/Z n'est que de 1,4. Le paramètre de forme K est de l'ordre de 1,5.

La fabrique de forme des grains de quartz indique donc un régime de déformation de type déformation plane, légèrement constructive, avec une direction d'étirement marquée.

- Les phénoblastes étirés. Ceux-ci acquièrent une forme lenticulaire qui peut être utilisée pour appréhender la forme de l'ellipsoïde de déformation. Comme pour les grains de quartz, on remarque que le rapport  $X/Z$  est supérieur au rapport  $Y/Z$ . La forme des phénoblastes étirés indique donc là encore un régime en aplatissement avec étirement (fig. 56).

- Les chlorites. Dans les sections XZ (fig. 57 a), les cristaux de chlorite sont disposés en tablettes plus ou moins effilées à leurs extrémités ou en rubans. Les clivages sont généralement obliques sur les plans de foliation, conservant ainsi la trace de la disposition initiale des micas détritiques parallèlement à la stratification (WYBRECHT, 1984). La réorientation et la recristallisation sont, cependant, souvent assez importantes pour aboutir à une disposition des clivages parallèles à la foliation. Les tablettes sont allongées suivant les plans de  $S_1$  ou de  $S_2$ . Elles contiennent fréquemment des inclusions charbonneuses ou quartzueuses définissant une schistosité interne ( $S_i$ ) (fig. 57a). L'allure sigmoïde de la  $S_i$  traduit une cristallisation syntectonique. D'autre part, la présence de chlorites parallèles à  $S_2$  ou sécantes sur la foliation montre que leur cristallisation s'est terminée après les mouvements cisailants.

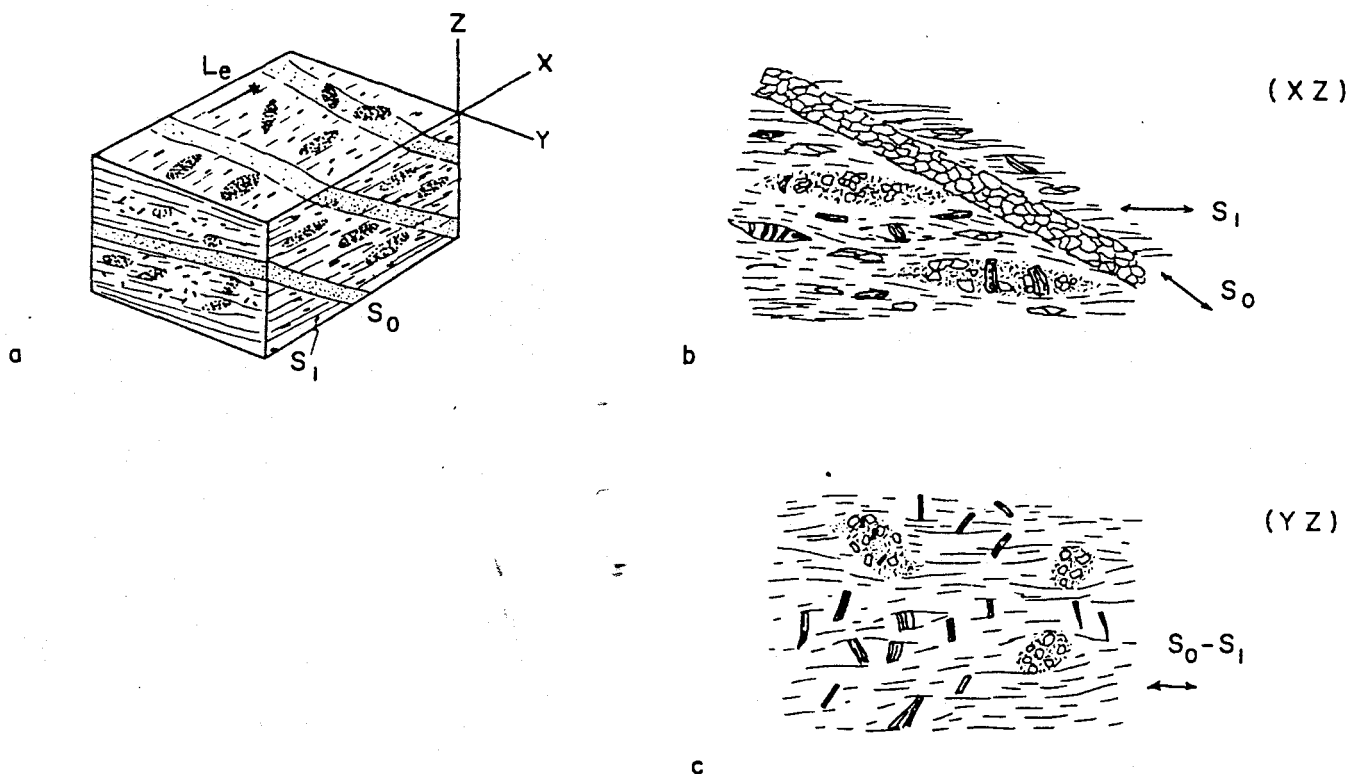


Fig. 56 - Microstructures dans les micaschistes de Midelt. (Route Midelt-Aouli, gorges de la Moulouya). La linéation d'étirement (Le) est soulignée par des prismes de chlorites et des phénoblastes rétro-morphosés.

a : disposition générale des microstructures. b et c : détail des sections xz et yz.

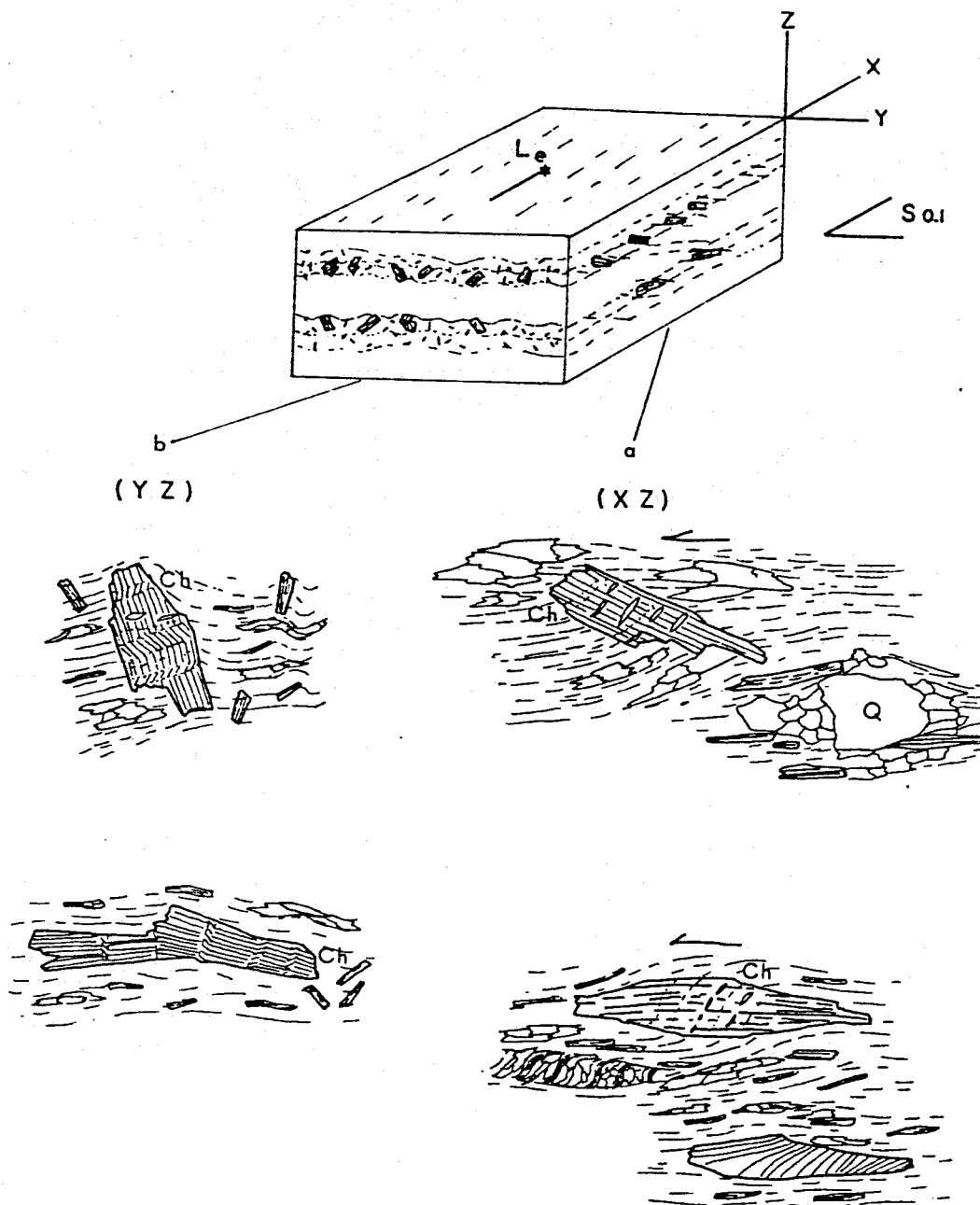


Fig. 57 - Disposition des phénoblastes de chlorite dans les mica-schistes de Midelt (Route Midelt-Aouli, gorges de la Moulouya). Le : linéation d'étirement.  $S_{0-1}$  : foliation. Ch : chlorites. Q : quartz.

Dans les sections YZ (fig. 57b), la disposition des prismes de chlorite est plus irrégulière. Ils sont rarement aplatis dans la foliation mais plutôt subperpendiculaires à elle. La foliation est faiblement microplissée. On note que les prismes de chlorite sont déformés par des bandes de pliage dont les plans axiaux sont soit parallèles, soit perpendiculaires à la foliation. Ces structures, jointes au microplissement de la foliation indiquent un raccourcissement selon Z mais aussi selon Y. Les prismes de chlorite soulignant la linéation d'étirement, celle-ci semble donc se réaliser dans un régime de déformation proche de la constriction.

La présence d'un régime en constriction demande à être contrôlée par une quantification plus précise de la déformation. Ce régime succéderait à un aplatissement + étirement indiqué par les quartz et les microlitons résiduels, il se produirait lors de l'épisode  $D_2$  avec les plis à axes courbes et les réorientations d'axes selon les directions E-W.

A Midelt, la phase bretonne correspond à des plis couchés isoclinaux, réalisés dans un niveau structural profond, correspondant à l'épizone inférieure à biotite + grenat, et développant une foliation subhorizontale. Les plis ont une direction subméridienne (N10 à N170), ils sont déversés vers l'Ouest. Le cisaillement symmétamorphique qui les affecte se traduit également par un déplacement vers l'Ouest, il s'accompagne d'une dispersion des plis  $P_1$ , du développement de plis  $P_2$  également dispersés et présentant parfois une géométrie en fourreau. La linéation d'étirement, développée pendant cette phase, indique un régime de déformation de type aplatissement + étirement évoluant probablement vers la constriction.

## 6.2. LES BOUTONNIERES DE DEBDOU-MEKAM (fig. 58)

### 6.2.1. PRESENTATION HISTORIQUE

L'existence de mouvements tectoniques antéviséens est connue depuis longtemps dans les boutonnières de Deb dou et du Mekam, puisque dès 1931, MARIE mit en évidence la discordance angulaire du Viséen supérieur sur les schistes satinés de Deb dou-Mekam. Aucune description tectonique précise n'en a cependant jamais été faite jusqu'à une date récente (DESTEUCCQ et HOEPFFNER, 1980). L'âge exact de la phase tectonique n'a lui-même été précisé que très récemment (HUON, 1985). Jusqu'ici, on pensait que cette phase se situait vers la limite Viséen inférieur - Viséen supérieur (MEDIONI, 1980). L'attribution au Dévonien des schistes de Deb dou-Mekam (MARHOUMI et coll., 1983) permet de la corréler avec la phase tectonique de Midelt, ce qui fut confirmé par les datations isotopiques de HUON (1985) ;

Les âges isotopiques cités sont obtenus par la méthode K-Ar, sur micas néoformés lors du métamorphisme syntectonique. On trouve ainsi un âge de  $372 \pm 3,1$  MA à Deb dou (mesuré sur la fraction granulométrique  $< \text{à } 0,4 \mu$ ) de  $368 \pm 7,9$  MA dans les schistes du Mekam (mesuré sur la fraction granulométrique  $< \text{à } 2 \mu$ ).

### 6.2.2. DONNEES STRUCTURALES

La série dévonienne de Deb dou-Mekam est essentiellement constituée d'argilites et de grau wackes ou d'arénites. Le caractère très monotone de cet ensem-

Fig. 58 : voir fig. 20

ble fait qu'il n'est pas possible de mettre en évidence de grandes structures cartographiques. L'analyse structurale a donc porté, principalement, sur les déformations à moyenne et petite échelle.

L'évolution tectonométamorphique antéviséenne conduit à l'apparition de plis isoclinaux synschisteux, développés dans un climat de métamorphisme régional assez faible, allant de l'anchizone à la partie supérieure de l'épizone. Un débit schisteux souvent sub-parallèle à la stratification affecte l'ensemble de la série, d'où le terme de schistes de Debdou-Mekam. L'analyse tectonique m'a permis de mettre en évidence deux épisodes de déformation attribuables à la phase bretonne.

#### 6.2.2.1. L'épisode $D_1$

Cet épisode correspond à la structuration initiale des schistes de Debdou-Mekam. Les plis visibles à l'échelle de l'affleurement sont centimétriques à métriques. Ils sont soulignés par les niveaux de grauwackes et d'arénites (fig. 59).

Les plis  $P_1$  ont une direction moyenne NW-SE variant du N 130 à N 170 (fig. 60). Ces directions sont assez homogènes dans les boutonnières de Debdou et du Mekam. Le plongement des axes est faible, le plan axial est subhorizontal dans les zones où les reprises tectoniques ont été faibles. On a donc affaire à une tectonique en plis couchés. Le sens de déversement observé sur les replis mineurs est dirigé sur le SW. Si la direction axiale des



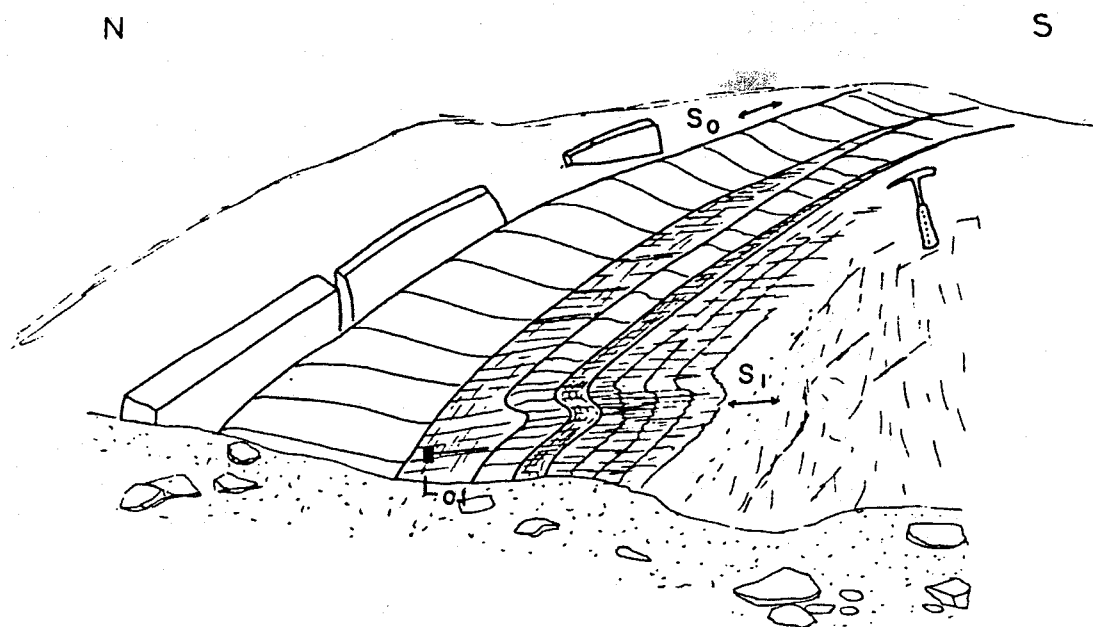


Fig. 59 - Flanc inverse de pli couché  $P_1$ . Schistes dévoniens, Araf Mta Rachida, SW de la boutonnière de Debdou.  
 $S_0$  : stratification.  $S_1$  : schistosité.  $L_{01}$  : linéation d'intersection.

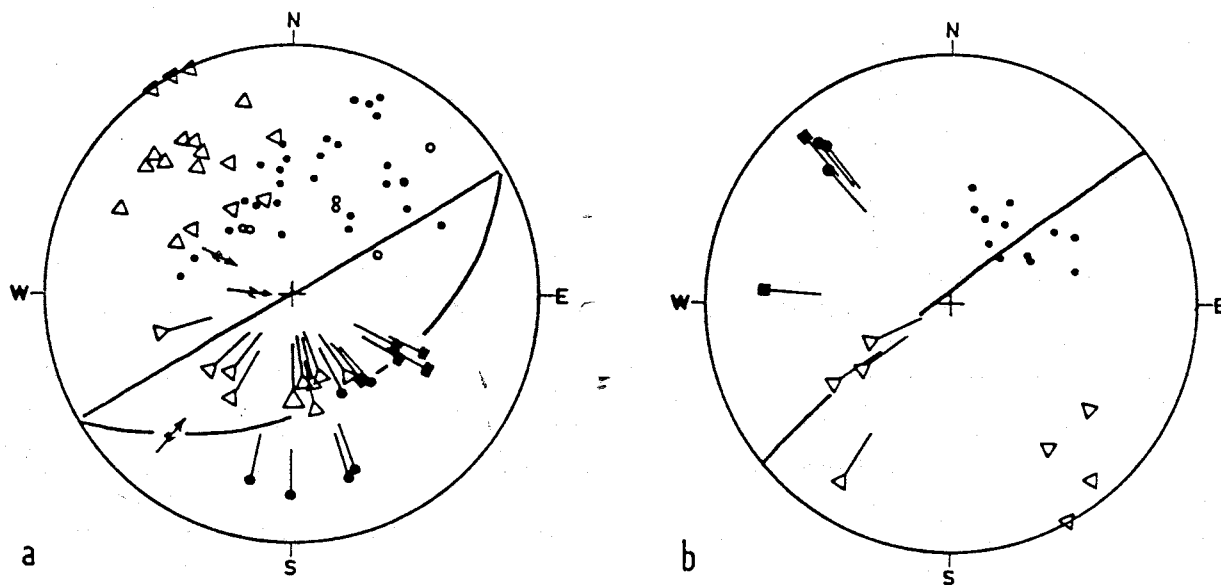


Fig. 60 - Stéréogrammes des structures  $D_1$  dans la boutonnière de Debdou.  
 a : bord NW de la boutonnière, secteur de Touarfa Alouana.  
 b : Secteur de Tabouraq, NE du village de Debdou.

plis  $P_1$  apparaît relativement homogène, il existe cependant des secteurs où les axes sont très dispersés. C'est le cas, notamment, dans la partie SW de la boutonnière de Debdou, dans les reliefs de Araf-Mta-Rechida. On observe là une dispersion des axes de plis et des linéations d'intersection depuis la direction N 160 jusqu'à une direction N 70 (fig. 61). Cette dispersion se fait dans le plan axial des plis qui, dans ce secteur, reste à peu près horizontal.

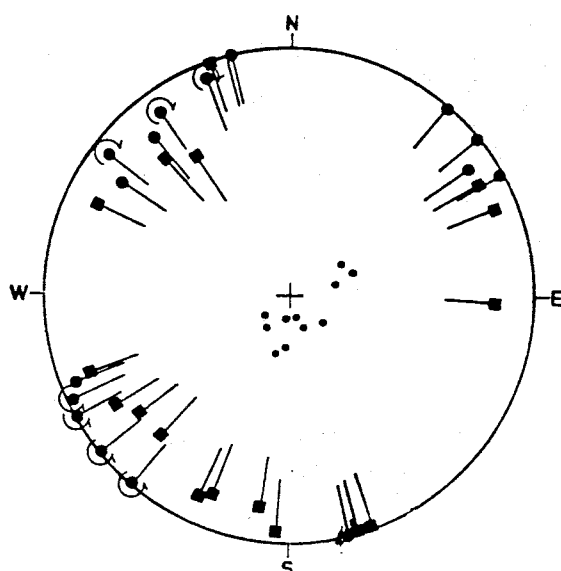


Fig. 61 - Schistes dévoniens de Araf Mta Rachida au SW de la boutonnière. Stéréogramme montrant la dispersion des structures  $D_1$ , axes de plis et linéations d'intersection.

Cette dispersion est liée à un processus de cisaillement syn à tardi plissement, qui délimite des lames schisteuses glissant les unes sur les autres. Les ensembles plissés subissent une rotation au cours de laquelle les axes ont tendance à se réorienter selon la direction du cisaillement. Sur le terrain, les changements de direction s'observent sur des coupes verticales en passant d'une lame schisteuse à une autre. Les charnières décimétriques, soulignées par les niveaux de grauwackes, sont isolées dans la série schisteuse, les glissements accentuant leur dilacération (fig. 62). Il est à noter que l'on n'observe pas ici de plis à charnière courbe comme ceux de la boutonnière de Midelt. La dispersion des axes de plis semble donc bien résulter pour l'essentiel de cisaillement inhomogène avec rotation des tranches schisteuses les unes par rapport aux autres.

#### *Variations du style des déformations $D_1$*

Des variations du style des déformations liées à l'épisode  $D_1$  peuvent être observées en particulier dans la boutonnière de Debdou.

- Dans l'ensemble de la boutonnière, les déformations correspondent à des plis anisopaques dont le plan axial est souligné par une schistosité de flux. Dans les niveaux argileux, la schistosité est du type ardoisier, dans

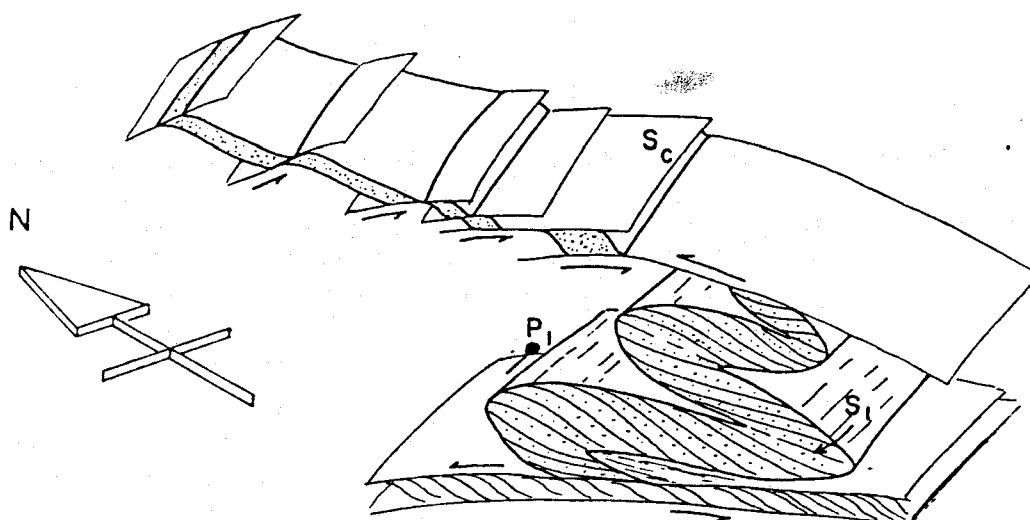


Fig. 62 - Tectonogramme schématique montrant la dilacération de plis  $P_1$  dessinés par un niveau de grauwwackes. SW de la boutonnière de Debdou (Araf Mta Rachida).  $S_c$  : surfaces de cisaillement subparallèles à  $S_1$ .

les grauwwackes, les plans de  $S_1$  sont plus espacés, réfractés et plus ou moins sigmoïdes (fig. 59). Les surfaces de  $S_1$  sont luisantes, montrant que l'on a affaire à des phyllades. Les indices de cristallinité des illites, mesurés sur des échantillons correspondant à des faciès argileux, sont compris entre 2,5 et 3, c'est-à-dire l'épizone.

- Dans le secteur du village de Rachida, on peut remarquer que la série des schistes de Debdou-Mekam n'est pas affectée par les plis isoclinaux décrits précédemment. Sur le terrain, le seul débit visible est la stratification. Dans les niveaux argileux, on observe, cependant, une forte anisotropie qui correspond à un débit schisteux parallèle à la  $S_0$ . L'évolution métamorphique reste appréciable, les indices de cristallinité des illites étant de 3,5 c'est-à-dire la limite anchizone-épizone. Par rapport aux zones plissées, ce type de structuration correspond à un niveau structural plus élevé. Il semble plutôt être lié à un glissement d'ensemble de la série selon les plans de stratification (fig. 63).

- Enfin, dans le secteur de la Tafechna, sous la discordance du Viséen supérieur, la série des schistes de Debdou-Mekam est caractérisée par un débit parallèle à la stratification. Aucune structure particulière, fiable à l'épisode  $D_1$  de la phase bretonne, ne peut être mise en évidence ici. L'évolution métamorphique est d'ailleurs très faible : les indices de cristallinité sont de l'ordre de 5 à 5,5, c'est-à-dire à la limite entre la diagenèse et l'anchizone.

### Microstructures

Les variations du style de la déformation observées à l'échelle de l'affleurement se retrouvent dans les microstructures observables en plaque mince.

- Les secteurs peu déformés par la phase bretonne, comme la région de l'Aïn Tafelchna, montrent une fabrique microscopique où l'on ne relève aucune orientation préférentielle des minéraux. Seuls les micas détritiques ont leurs feuillets disposés plus ou moins parallèlement à la stratification, qui reste le seul débit observable (fig. 64).

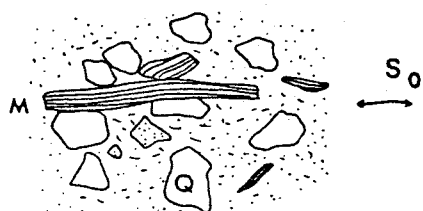


Fig. 64 - Plaque mince dans les grau-  
wackes dévoniens du secteur de la  
Tafelchna. Les micas détritiques (M)  
soulignent la stratification  $S_0$ .

- Dans les zones où la déformation s'exprime par un débit schisteux sub-  
parallèle à la stratification, sans que des plis puissent être mis en évidence,  
la fabrique microscopique correspond à une schistosité espacée, grossière  
où l'on n'observe pas de recristallisations métamorphiques.  
Les minéraux phylliteux détritiques sont en général disposés parallèlement  
à  $S_0$ . Les grains de quartz montrent un débit de déformation par dissolution-  
cristallisation qui se marque par le développement de "barbes" de micas  
(fig. 65). Ce processus reste cependant encore très discret, observable  
seulement sur quelques grains de quartz.

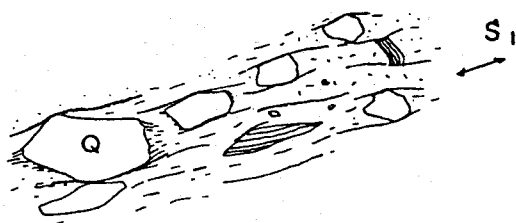


Fig. 65 - Plaque mince dans les  
grauwackes dévoniens du secteur  
de Rechida au SW de la boutonnière  
de Debdou. La schistosité naissante  
 $S_1$  est subparallèle à  $S_0$ . La disso-  
lution-cristallisation se marque  
par quelques quartz (Q) "barbus".

- Dans les secteurs où apparaissent les plis  $P_1$ , ceux-ci admettent une  
schistosité de plan axial (fig. 66a).

*Dans les niveaux phylliteux, c'est un clivage continu ou espacé, lisse  
du type schistosité de flux. Les plans de schistosité sont très finement  
anastomosés en microdomaines de 50  $\mu$  de large environ. Dans ces micro-  
domaines, on remarque la présence de micas détritiques en voie de*

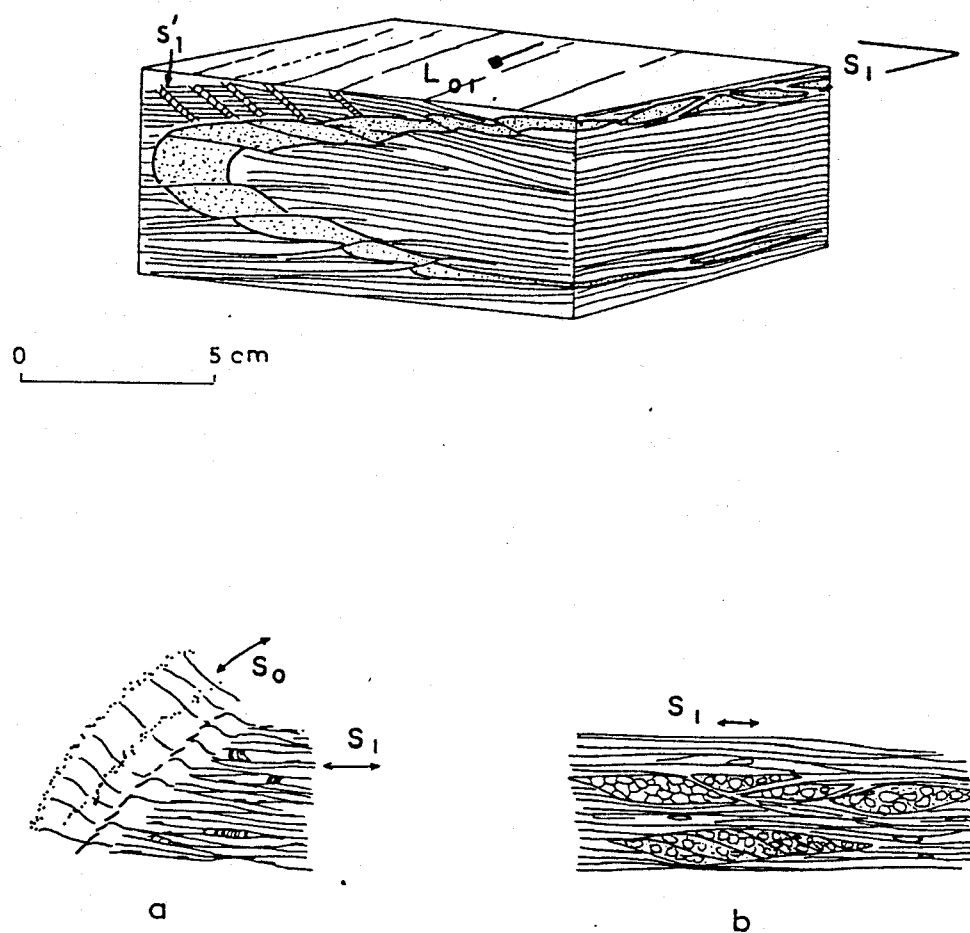


Fig. 66 - Microstructures  $D_1$  dans les schistes dévoniens de Debdou-Mekam (Araf Mta Rachida, SW<sup>1</sup> de la boutonnière de Debdou). a et b : détails de sections respectivement perpendiculaires et parallèles à la linéation d'intersection  $L_{01}$ .

chloritisation : leurs clivages obliques sur  $S_1$  conservant plus ou moins l'orientation initiale de la  $S_0$ . Le métamorphisme épizonal se marque par l'apparition de séricite dans les plans de  $S_1$ . Au niveau des inter-lits gréseux,  $S_1$  se réfracte avec diminution de la densité des plans (et torsion sigmoïde. On remarque que les recrystallisations métamorphiques se localisent aussi bien dans  $S_1$  que dans  $S_0$  (fig. 66a).

Dans les niveaux de grauwackes, la schistosité est également bien marquée ; c'est un clivage espacé, grossier ou lisse. Les micas détritiques se réorientent dans  $S_1$  par rotation et développement de bandes de pliage. Les grains de quartz se déforment par dissolution-cristallisation, conférant à la roche une fabrique schisteuse assez forte (fig. 67).

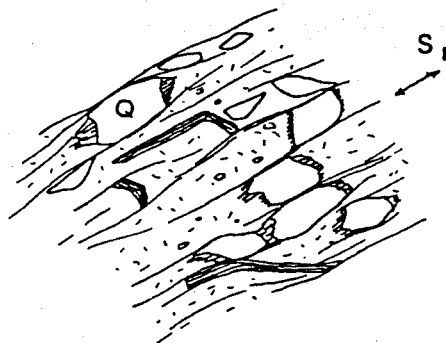


Fig. 67 - Plaque mince de grauwackes dévoniens sur la route Debdou-Taourirt. La schistosité  $S_1$ , pénétrative, est bien marquée, notamment par la déformation des quartz (Q) par dissolution-cristallisation.

Les microstructures permettent également de mettre en évidence les phénomènes de cisaillement selon  $S_1$ . On observe une dilacération en amandes des niveaux gréseux, dilacération qui semble parfois plus importante selon l'axe B des microplis (fig. 66). C'est le cisaillement qui est à l'origine du clivage de crénulation  $S'_1$  qui se développe localement à proximité des charnières de microplis (fig. 66).

Le processus de dissolution-cristallisation qui affecte les grains de quartz se marque par l'apparition de cristallisations fibreuses quartzo-micacées, dont la disposition autour des grains donne une image de l'ellipsoïde de déformation. Les observations que j'ai pu faire dans les niveaux de grauwackes, en différents points des boutonnières de Debdou et du Mekam, montrent que l'on a, généralement, un régime de déformation en aplatissement. L'étirement est très peu marqué, en général les rapports X/Z et Y/Z sont très voisins. On note, cependant, que lorsqu'un étirement est décelable, il est parallèle à l'axe B des plis  $P_1$  (fig. 68).

#### 6.2.2.2. L'épisode $D_2$

Un deuxième épisode de déformation, que j'appellerai  $D_2$  se produit probablement pendant la phase bretonne. Il est, en tout cas, antérieur aux dépôts du Viséen supérieur. Cet épisode est caractérisé par des plis d'échelle centimétrique à métrique. Les axes ont une direction N 120 à N 150 et plongent faiblement de 10 à 20° vers le NW (fig. 69-70). Les plis sont arrondis ou en chevrons dans les niveaux de grauwackes, dans les schistes on observe plutôt des chevrons ou des kink-bands (fig. 71).

Le plan axial de ces replis a un pendage variable. Il est généralement faible, proche de l'horizontale ; on a alors des plis couchés, cas le plus

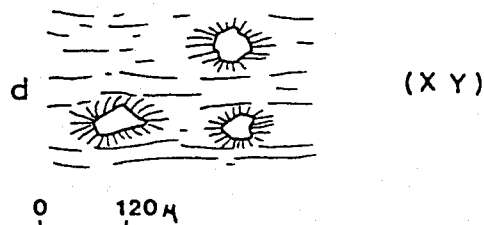
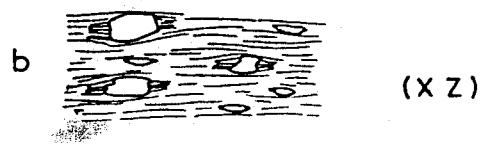
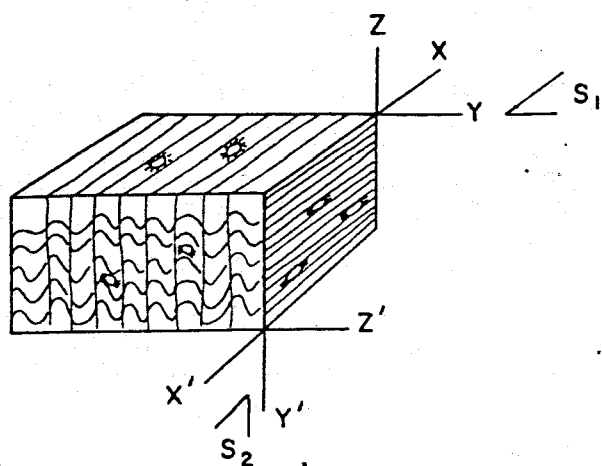


Fig. 68 - Microstructures dans les grauwackes dévoniens de la route Debdou-Taourirt. a : bloc-diagramme synthétique. X, Y, Z : axes de l'ellipsoïde de déformation lié à l'épisode  $D_1$  ; X', Y', Z' : axes de l'ellipsoïde de déformation lié à l'épisode  $D_2$ . b, c, d : schémas de détail des trois sections de l'ellipsoïde  $D_1$ . Les barbes de micas apparues autour des grains de quartz montrent pour  $D_1$ , une déformation par aplatissement avec un léger étirement. X : La crénulation  $S_2$ , discrète, ne modifie pas l'ellipsoïde  $D_1$ .

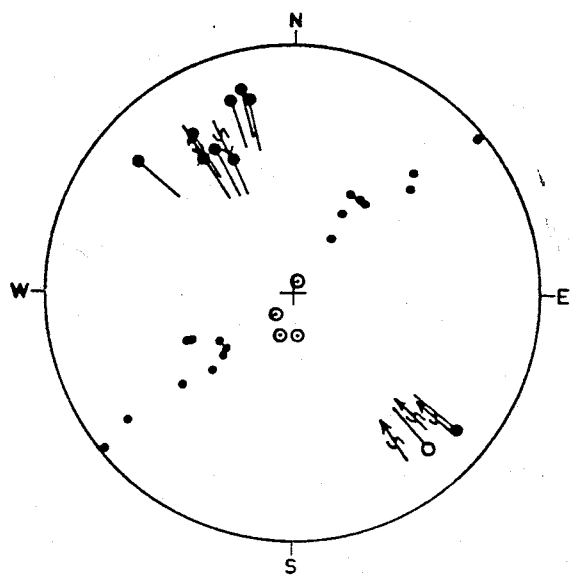


Fig. 69 - Stéréogrammes des structures  $D_1$  et  $D_2$ . Sidi Aïssa, route Debdou-Taourirt. Les plans  $S_{0-1}$  sont déformés par des plis  $P_2$  à plan axial subhorizontal. Les axes  $P_1$  et  $P_2$  sont presque parallèles.

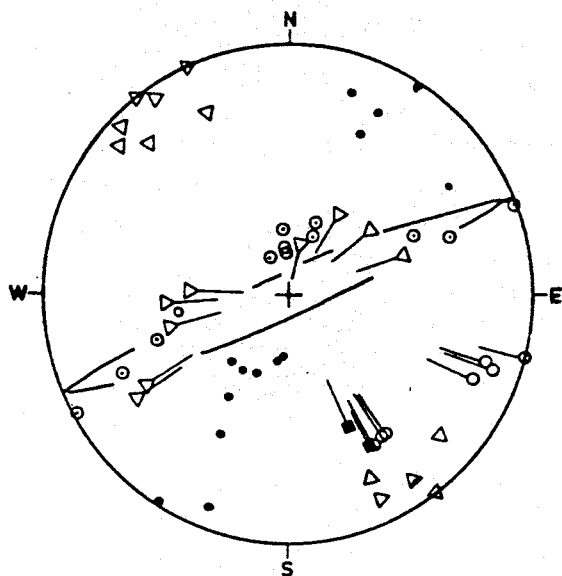


Fig. 70 - Boutonnière du Mekam, route de Sidi Lahcen. Stéréogramme montrant les structures  $D_2$  N 110 à N 140 à plan axial dont le pendage varie de 20 à 90°. Reprises  $D_3$  N 70.

fréquemment observé à Debdou et dans le Mekam (fig. 69-71). On peut aussi observer des zones où le plan axial des plis  $P_2$  est fort : 60 à 90° (fig. 70) ; on a, alors, des plis droits ou déversés. Le déversement est dirigé soit vers le NE, soit vers le SW, sans qu'il soit possible de privilégier une direction par rapport à l'autre.

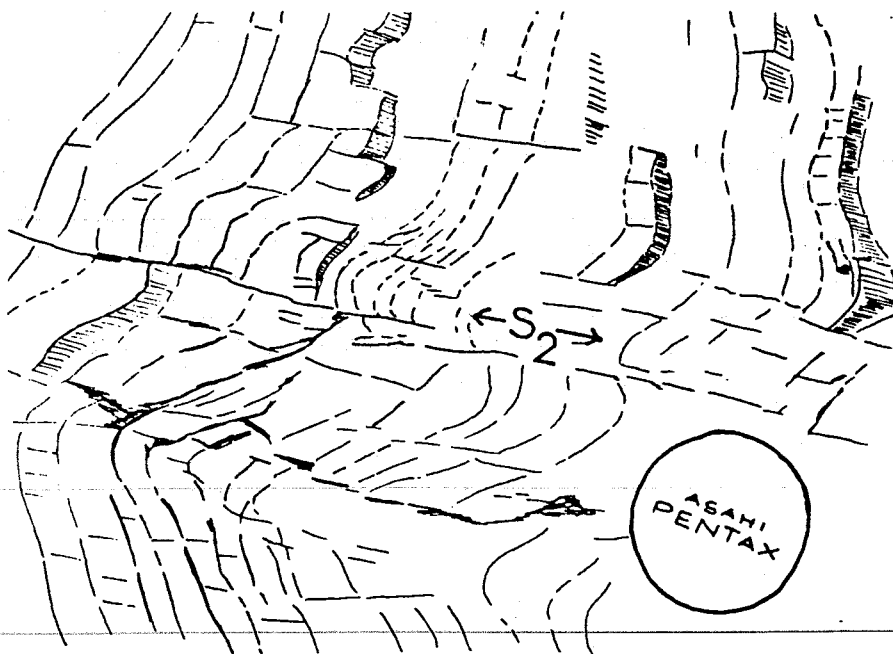


Fig. 71 - Sidi Aïssa, route Debdou-Taourirt. Replis  $P_2$  de type kink-bands à plan axial subhorizontal (stéréogramme, fig. 70).



Cette disposition montre que l'épisode  $D_2$  résulte d'un serrage symétrique, avec apparition de plis à plans axiaux conjugués, avec des sens de déversement opposés. Par rapport à l'épisode  $D_1$ , la direction moyenne des axes de plis reste identique ; il n'y a pas de changement fondamental de la direction de raccourcissement, qui se situe dans le N 40 - 60. Par contre, on passe d'une déformation tangentielle, en régime cisailant, avec déversement des structures vers l'Ouest, à une phase de serrage pendant laquelle le raccourcissement se fait sans chevauchement et s'exprime par des plis droits et à déversements opposés.

A cet épisode  $D_2$  est associée une schistosité  $S_2$ , toujours bien marquée dans l'ensemble des boutonnières. Il s'agit d'une crénulation plus ou moins parallèle au plan axial des plis  $P_2$ . Son intersection avec les plans  $S_2$  ou  $S_{01}$  correspond à une fine linéation de microplissement. Au microscope, on observe une crénulation discrète. Je n'ai jamais observé de phénomène de différenciation métamorphique.

### 6.3. LES BOUTONNIERES DU BOUDOUFOUD ET DES BENI-SNASSENE

Si l'âge breton des déformations dans les boutonnières de Midelt et de Debdou-Mekam est bien attesté par les datations isotopiques du métamorphisme syntectonique, l'extension de cette chaîne bretonne dans le reste de la Meseta orientale est plus problématique. Dans les pages qui suivent, je décrirai les structures observables dans les boutonnières du Boudoufoud et des Beni-Snassène. Ces structures, qui affectent également un flysch dévonien sont très semblables, par leur style et leur orientation, aux déformations bretonnes des schistes de Debdou-Mekam.

#### 6.3.1. LE BOUDOUFOUD (fig. 72)

Les schistes du Boudoufoud constituent une série monotone, de type flysch, datée du Dévonien inférieur-moyen et très analogue aux schistes de Debdou-Mekam (voir p. ). Du point de vue tectonique, ces terrains sont caractérisés par l'acquisition d'un débit planaire résultant d'un plissement isoclinal. Comme dans les régions de Debdou-Mekam, on observe des structures plissées d'échelle centimétrique à métrique. Si l'on considère l'ensemble de la boutonnière, les plans axiaux des plis dessinent un bombement, d'axe à peu près E-W. Ce bombement est tardif, il résulte en partie des mouvements post-viséens et, également, des déformations alpines (HERVOUET, 1985).

##### 6.3.1.1. Dans le NE de la boutonnière et dans sa terminaison Ouest,

on observe, sur le terrain, l'alternance de séries à l'endroit et de séries renversées. Cette disposition résulte d'un plissement isoclinal. Les structures visibles sont des plis d'échelle décimétrique à métrique, comme ceux de Bab Tafrannt, au Nord de la boutonnière (fig. 73).

Les bancs compétents donnent des plis concentriques à concentriques-aplatés, les niveaux incompétents, des plis semblables ou semblables-aplatés. La schistosité est très fruste, c'est une crénulation primaire discrète, observable seulement à la charnière des niveaux incompétents. Dans la terminaison SW du Jebel Madenet, à l'Ouest de la boutonnière (Oued Ouizert), les niveaux grauwackeux et les niveaux de grès grossiers sont souvent disposés en lentilles de 5 à 10 mètres de long. La lenticulation est d'origine

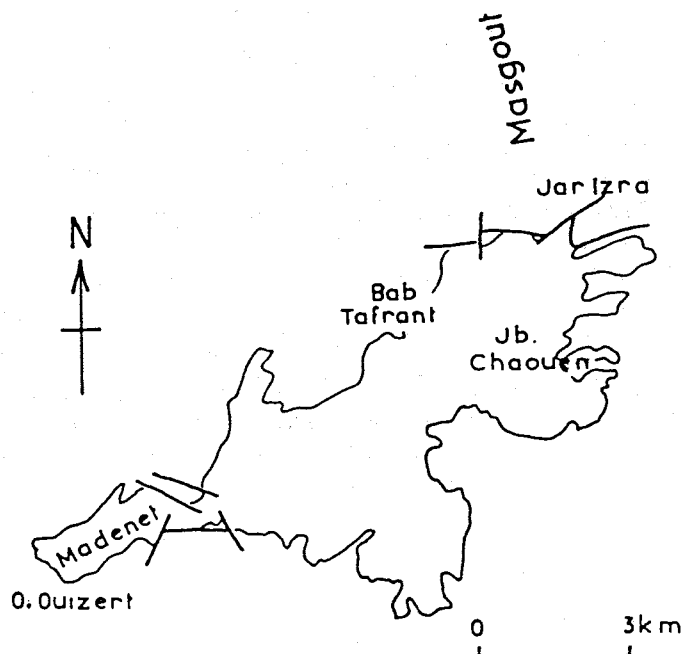


Fig. 72 - Boutonnière du Boudoufoud, (contours d'après HERVOUET 1985).

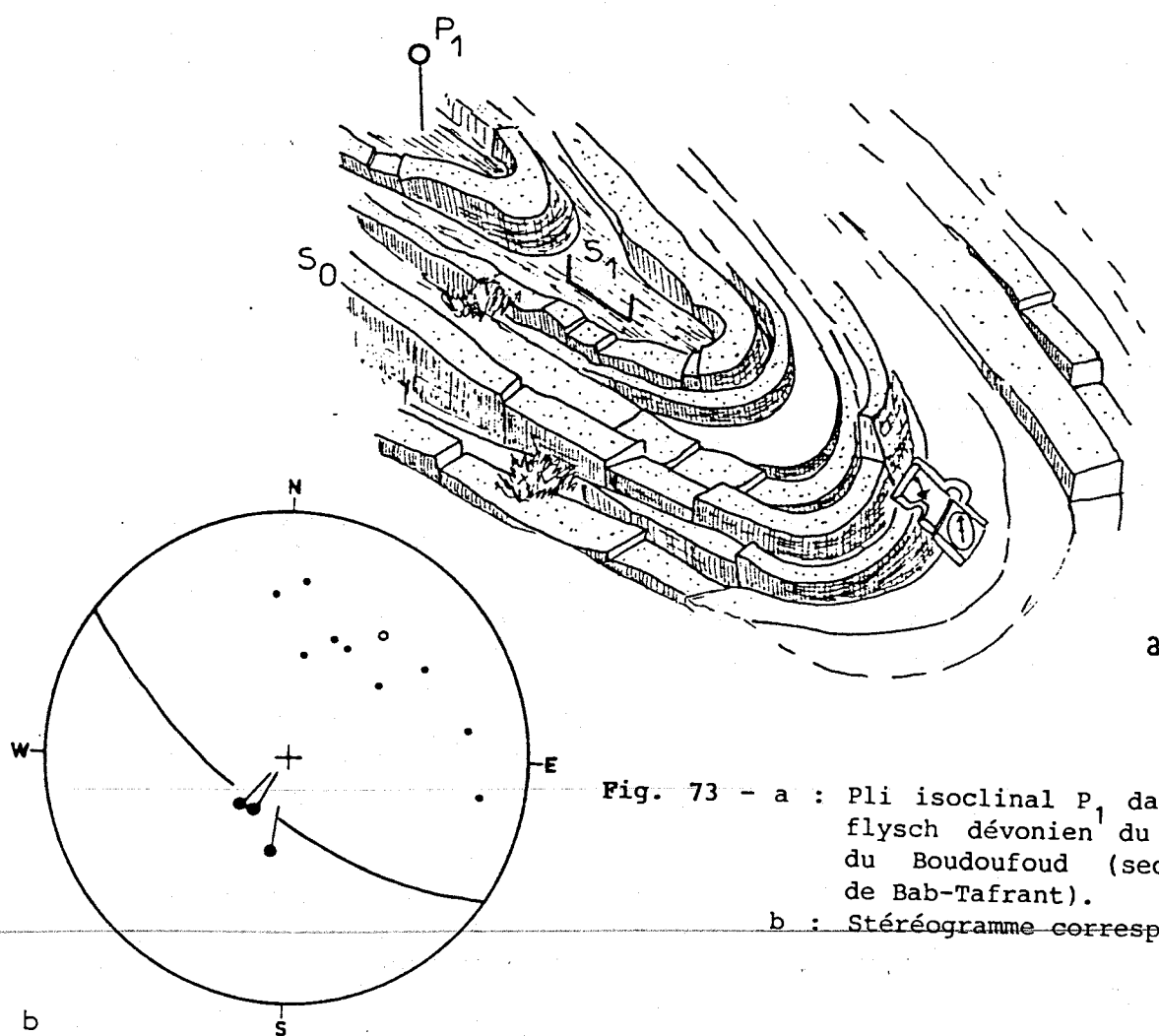


Fig. 73 - a : Pli isoclinal  $P_1$  dans le flysch dévonien du Nord du Boudoufoud (secteur de Bab-Tafrant).

b : Stéréogramme correspondant.

tectonique, liée à des glissements banc sur banc dans un contexte général de plissement isoclinal. La disposition géométrique des structures (fig. 73-74) montre que les axes de plis présentent des plongements forts, dus aux bombements tardifs. En annulant les effets de ces phases tardives, on obtient des directions axiales proches de N-S. Le sens de déversement, lorsqu'il peut être observé, est dirigé vers l'Ouest.

Dans ces secteurs, l'évolution tectonométamorphique reste faible. Au microscope, on n'observe pas de recristallisations orientées. Le débit principal reste la stratification. Les indices de cristallinité, mesurés sur des échantillons de schistes, donnent des valeurs de l'ordre de 4,5-5, ce qui correspond à l'anchizone.

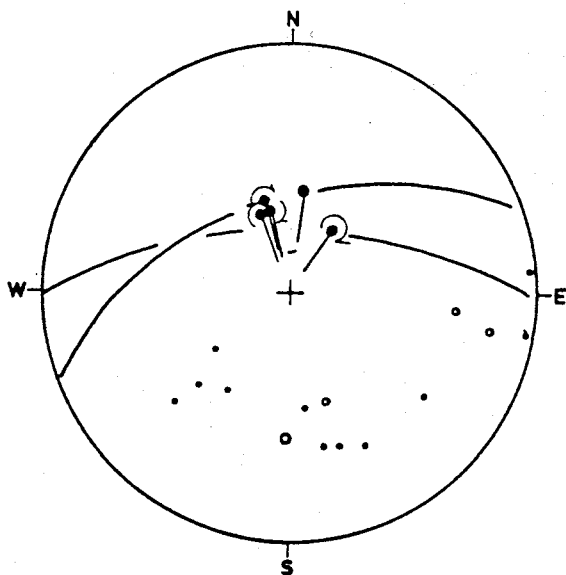


Fig. 74 - Stéréogramme des structures  $D_1$  dans l'Ouest du Boudoufoud (Madenet).

#### 6.3.1.2. Dans le centre et l'Est de la boutonnière,

les déformations augmentent. Les plis synschisteux deviennent beaucoup plus nombreux, d'échelle décimétrique à centimétrique (fig. 75). Ce sont des plis isoclinaux, couchés, de type concentrique-aplati dans les niveaux compétents. Le sens de déversement est dirigé vers l'Ouest. Dans ce secteur central de la boutonnière, les plans axiaux des plis  $P_1$  sont en général peu pentés, proches de l'horizontale. Les axes et les linéations d'intersection ont une direction moyenne N-S, avec une certaine dispersion entre N40 et N20 (fig. 76). Ces variations de direction axiale sont liées à des cisaillements syn à post-schisteux.

La schistosité est bien marquée dans ce secteur. Au niveau des charnières de plis  $P_1$ , c'est une crénulation primaire différenciée qui découpe la roche en microlitons d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Dans les flancs, on observe un débit parallèle à  $S_0$ , la  $S_1$  se marque parfois par des plans de crénulation espacés. Les cisaillements se marquent par des décalages des petits niveaux quartzitiques au niveau des flancs de plis.

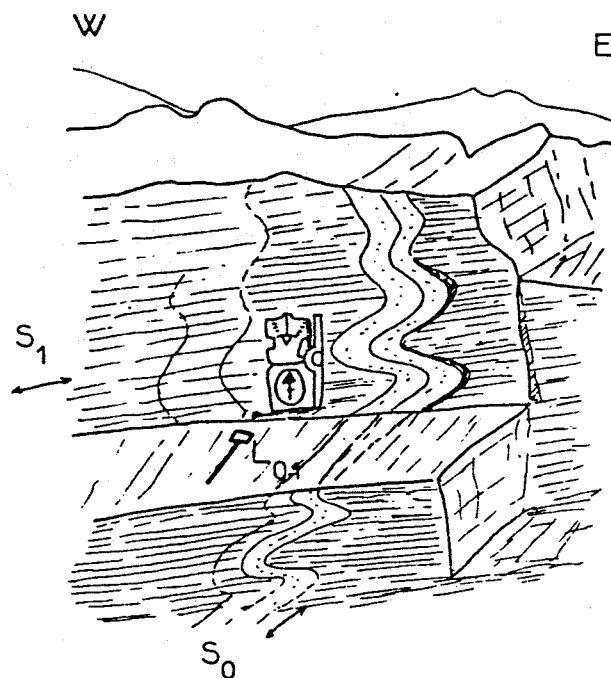


Fig. 75 - Plis  $P_1$  dans le centre de la boutonnière du Boudoufoud (Jebel Chaouen).

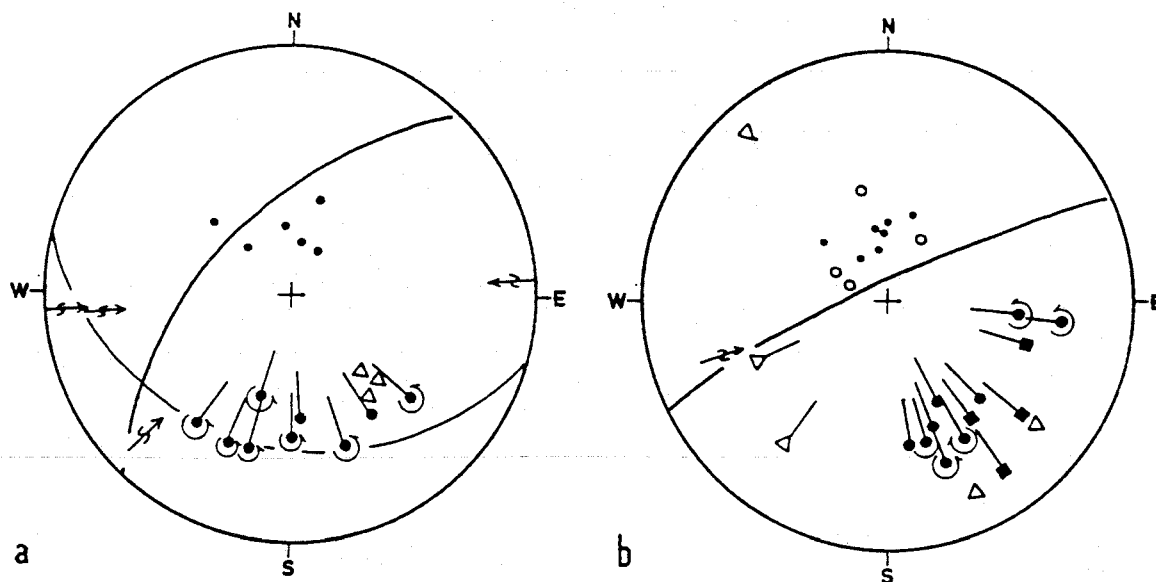


Fig. 76 - Stéréogrammes montrant la dispersion des structures  $D_1$  dans le centre du Boudoufoud.  
a : Nord du point coté 1133 m.  
b : secteur de Jar Izra.

### Microstructures

Au microscope, la déformation synschisteuse apparaît très hétérogène. Le débit général est un litage tectonique résultant d'une crénulation différenciée.

Dans les zones plissées, on remarque que la déformation varie rapidement d'un microliton à l'autre (fig. 77a). On distingue ainsi :

- des bandes peu déformées, où la stratification  $S_0$ , soulignée par des niveaux silteux, épais, est flexurée mais n'est pas traversée par la schistosité  $S_1$ . Sur les flancs de ces flexures, il y a un amincissement rapide des niveaux silteux, avec développement du clivage  $S_1$ .
- des bandes où la déformation est importante ; les niveaux silteux dessinent des plis semblables, la schistosité  $S_1$  est généralisée, parallèle au plan axial des microplis. Le passage d'une bande à l'autre correspond au développement d'une zone de cisaillement ductile hétérogène.

La déformation reste cependant modérée. A l'extrados des niveaux silteux, la schistosité disparaît. La flexion avec glissement banc à banc subsiste en temps que mécanisme de déformation, attestée par la torsion sigmoïde des plans de schistosité et le décalage de veines de quartz (fig. 77b-c).

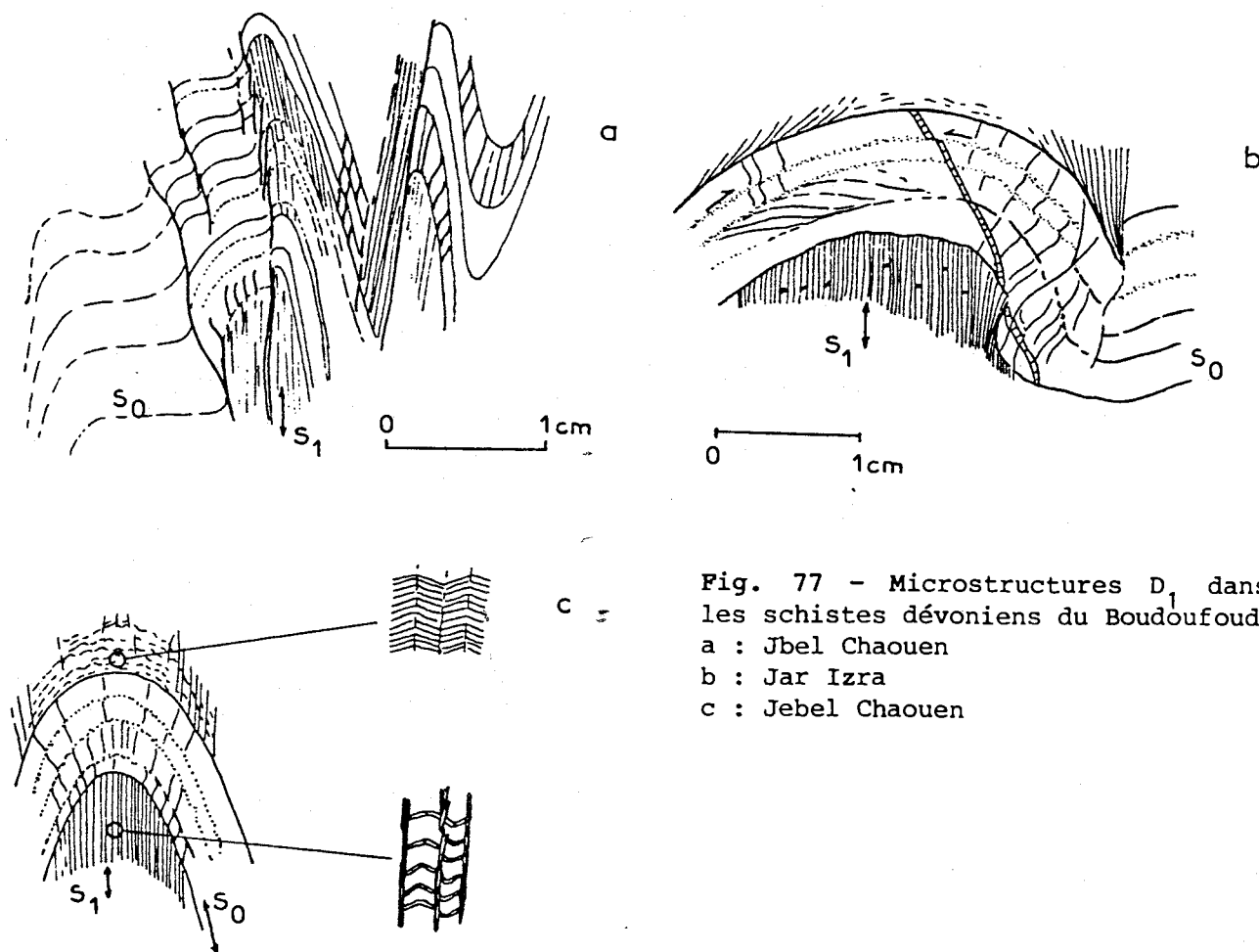
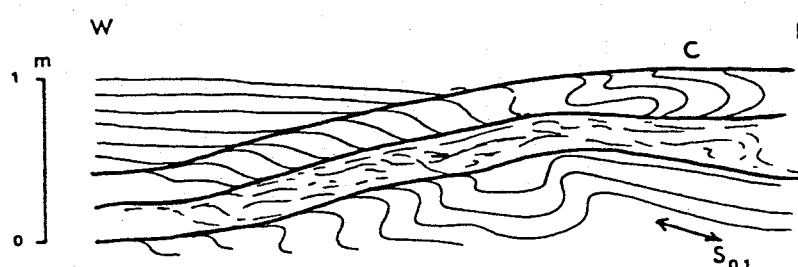


Fig. 77 - Microstructures  $D_1$  dans les schistes dévoniens du Boudoufoud.  
a : Jbel Chaouen  
b : Jar Izra  
c : Jebel Chaouen

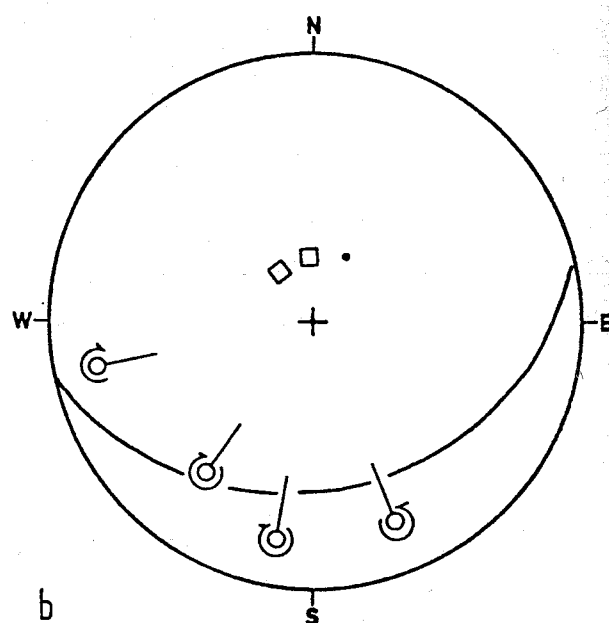
Le clivage, dans les niveaux argileux, correspond à une crénulation différenciée très fine. Les séricites cristallisent en arcs polygonaux dans les charnières des microplis et dans les plans de  $S_1$ . A l'extrados des bancs compétents, la  $S_1$  est absente près de l'interface silt-argilites, puis se développe comme une crénulation espacée discrète (Fig. 77c). Dans les niveaux silteux, la schistosité se réfracte, les plans sont espacés et irréguliers. Les recrystallisations de quartz ne sont pas orientées, les séricites cristallisent selon  $S_0$  ou selon des directions obliques sur  $S_1$ .

Dans les niveaux de grauweekes, la  $S_1$  est un clivage irrégulier et espacé. Le mécanisme de dissolution-recrystallisation donne des barbes de micas aux extrémités des grains de quartz.



a

Fig. 78 - Phénomène de cisaillement post-  $D_1$  dans les schistes dévoniens du Boudoufoud (secteur de Jar Izra). a : microstructures. b : stéréogramme correspondant montrant la dispersion des plis  $P_2$  déformant  $S_{0-1}$ .



b

### 6.3.2. LES BENI-SNASSENE

On retrouve, dans la boutonnière des Beni-Snassène, une formation grésopélitique de type flysch, analogue aux séries de Debdou-Mekam et du Boudoufoud et appartenant au même ensemble dévonien inférieur - moyen (voir p. ).

Aucune description des déformations hercyniennes n'avait été faite dans ce massif. GENTIL (1908) signale simplement des plis droits de directions E-W. Ces plis appartiennent à la phase post-westphalienne de l'orogénèse hercynienne (j'y reviendrai plus loin). Ils constituent les structures tectoniques les plus évidentes dans l'ensemble du massif.

Cette structuration E-W est cependant précédée par une phase de tectonique tangentielle donnant des plis couchés synschisteux. Cet épisode n'est pas daté avec certitude dans les Beni-Snassène. Par son style et ses directions, il me semble qu'il puisse être rattaché à la phase bretonne, c'est pourquoi je le décris ici. Le massif paléozoïque des Beni-Snassène fait actuellement l'objet de travaux de détail (CHAIËB, thèse en cours), je me limiterai donc ici à une description des structures mésoscopiques. L'essentiel des observations qui suivent a été fait le long de la "piste des Crêtes", qui permet d'avoir une bonne vue d'ensemble des déformations hercyniennes.

#### 6.3.2.1. Dans la partie est du massif,

dans le secteur de Sidi-el-Hajj-Mostafa, les alternances pélites-grauwackes se présentent en séries monoclinales inverses. Leur pendage est faible, de l'ordre de 20 à 30° W environ. Il prend, cependant, des valeurs souvent plus élevées, par suite du plissement tardif E-W et de jeux de failles N 10-20, fréquentes dans ce secteur.

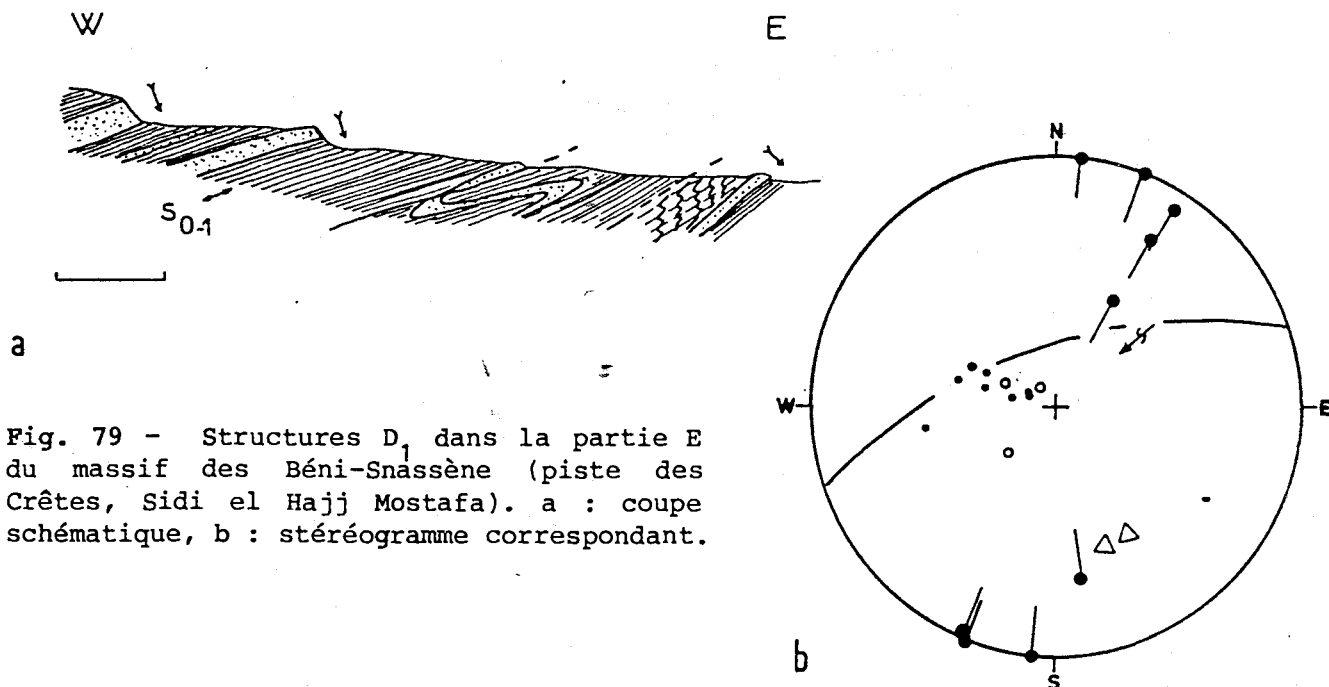


Fig. 79 - Structures D<sub>1</sub> dans la partie E du massif des Beni-Snassène (piste des Crêtes, Sidi el Hajj Mostafa). a : coupe schématique, b : stéréogramme correspondant.

Des plis isoclinaux sont observables localement. Ce sont des plis d'échelle décimétrique à centimétrique dont les axes sont orientés N-S à N 30, avec une faible dispersion dans le plan axial (fig. 79). Le plan axial a un pendage faible de l'ordre de  $20^\circ$  (fig. 79b). La schistosité se développe uniquement au niveau des charnières, dans les niveaux pélitiques. C'est une crénulation primaire ; les microlitons sont espacés de 0,5 à 1 cm environ. Dans les flancs des plis, la schistosité n'apparaît que rarement, on n'observe en général qu'un débit schisteux parallèle à  $S_0$ . Dans les niveaux compétents de grauwackes, les charnières de plis sont incomplètes, cisailées par des glissements banc sur banc.

#### 6.3.2.2. C'est dans la partie centrale du massif,

dans le secteur de Sidi-Yahia, que l'on observe le plus grand nombre de plis isoclinaux métriques. Ces plis sont déversés à couchés, ils sont dans ce secteur nettement repris par des plis E-W (fig. 80).

Dans cette partie du massif, les plis ont une orientation N 20 à N 40, la dispersion est relativement faible (fig. 81). Un clivage de plan axial est associé à ces plis ; c'est une crénulation primaire à microlitons assez espacés, localisés surtout au niveau des charnières. Dans les flancs des plis, le débit est parallèle à la stratification.

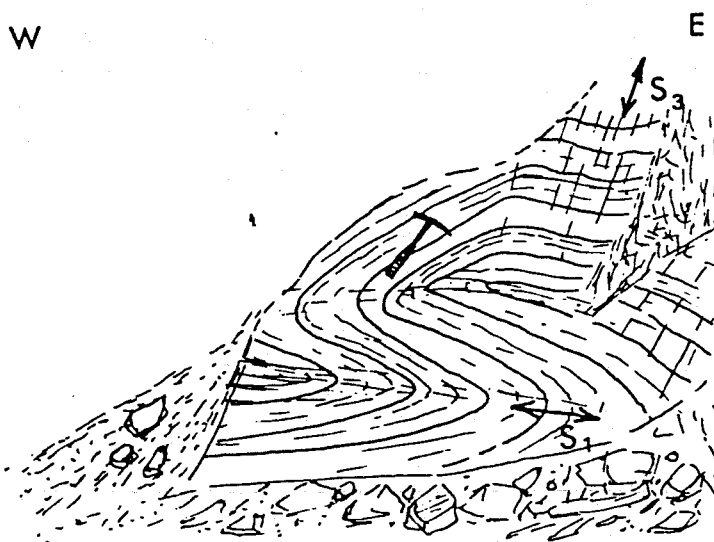


Fig. 80 - Plis couchés  $P_1$  dans les schistes dévoniens des Béni-Snassène. La  $S_1$ , plan axial des plis isoclinaux  $P_1$ , est recoupée par un clivage  $S_3$ , N 70, lié à la phase tardive (Piste des Crêtes, ouest de Ras Fourhal).

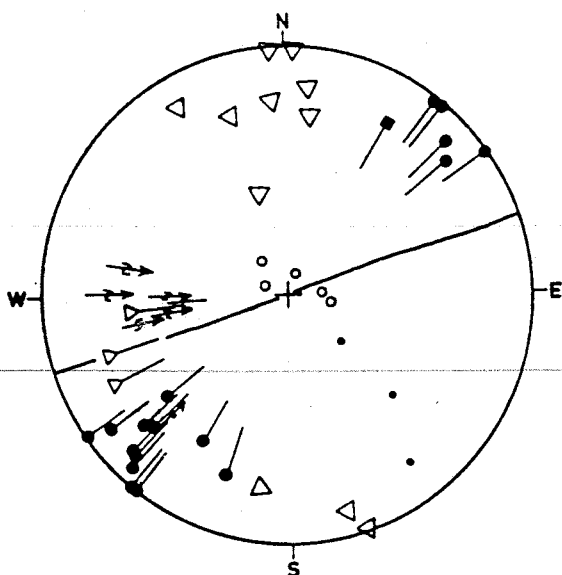


Fig. 81 - Stéréogramme des structures  $D_1$  et  $D_3$  dans les schistes dévoniens des Béni-Snassène. Piste des Crêtes, entre Ras Fourhal et Sidi-Yahia.



### 6.3.2.3. Au S.E. de Ras-Fourhal,

tout au long de la piste des Crêtes, les structures observables sont toujours des plis dissymétriques subisoclinaux, couchés ou déversés. Dans ce secteur, on remarque une dispersion importante des axes dans le plan axial (fig. 82) révélant des phénomènes de cisaillement. Les directions axiales varient de N 40 à N 80 avec un maximum autour de la direction N-S. Les variations se font en passant d'un paquet schisteux à l'autre sur des coupes verticales (fig. 83). On observe également des plis à charnière courbe, dont la courbure reste cependant faible.

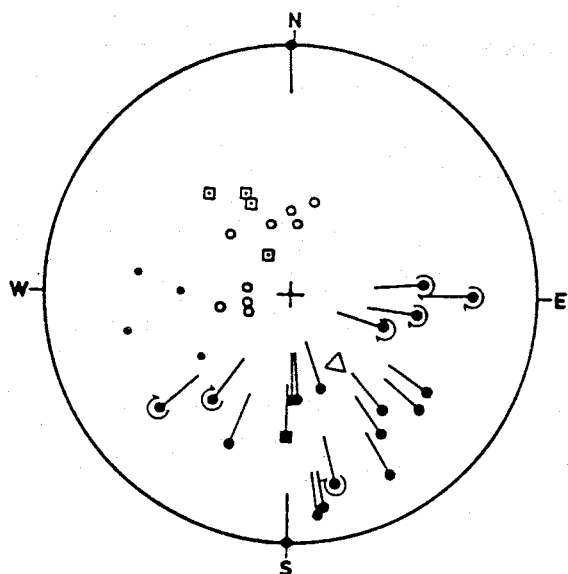


Fig. 82 - Stéréogramme montrant la dispersion des plis  $P_1$  dans les schistes dévoniens des Beni-Snassène. Piste des Crêtes, SE de Ras Fourhal.

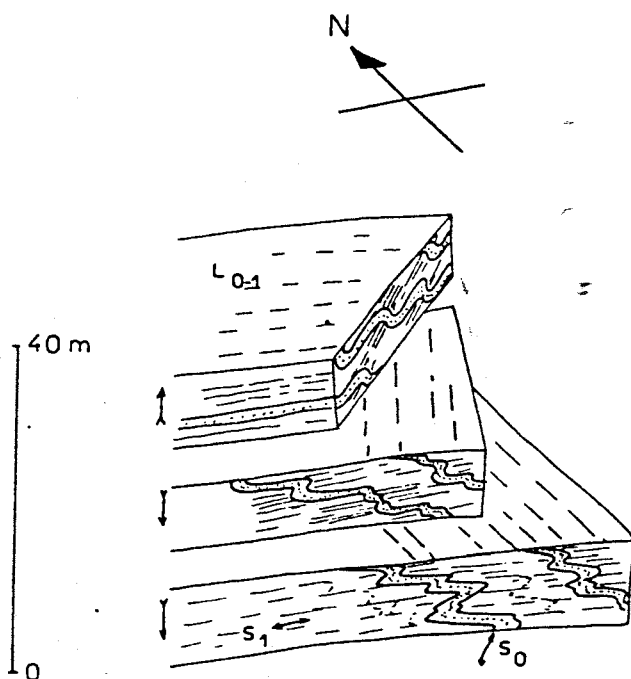


Fig. 83 - Bloc-diagramme schématique montrant la dispersion des axes  $P_1$  par cisaillement de lames schisteuses. Entre le douar Tinissène et la piste des Crêtes, Est de Ras Fourhal.

La schistosité associée à ces plis est un peu plus pénétrative que dans les autres secteurs décrits. Il s'agit toujours d'une crénulation primaire fine, localement différenciée.

Le sens de déversement général de ces structures est plus délicat à mettre en évidence. Dans la partie centrale du massif (Sidi-Yahia), les plis présentent une vergence vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. Au niveau des plis eux-mêmes, je n'ai pas observé de critères de polarité ; par contre, ailleurs dans ce secteur, lorsque la polarité peut être observée, elle est normale. Au SE de Ras-Fourhal et dans l'Est du massif, les polarités sont généralement inversées et les replis observés, lorsqu'ils sont dissymétriques, ont une vergence vers l'Est ou le Sud-Est. Ces replis peuvent être interprétés comme des reprises affectant une série déjà renversée, je n'ai cependant pas observé de structures responsables de l'inversion, auxquelles se superposeraient les plis synschisteux, et il me semble plus probable qu'il s'agisse de replis de flanc inverse de grandes structures couchés à vergence ouest.

L'interprétation d'ensemble que l'on peut donner de la phase bretonne dans le massif des Beni-Snassène est celle de grands plis couchés à vergence ouest ou nord-ouest. Ces plis, synschisteux, sont cisailés dans leur plan axial. Le phénomène de cisaillement, bien visible au niveau de l'affleurement, entraîne une dispersion parfois importante des axes de plis.

A l'échelle du massif, il semble que le cisaillement conduise à l'individualisation de deux unités principales, une unité orientale constituant le flanc inverse d'un pli couché régional et une unité occidentale qui en constituerait le flanc normal.

#### 6.4. LES BOUTONNIERES ATLASIQUES DE MOUGUEUR ET DE TAMLELT

Vers le Sud de la Meseta orientale, l'extension de la chaîne bretonne n'est pas connue. Cependant dans le Haut-Atlas oriental, deux boutonnières paléozoïques présentent des structures hercyniennes que je propose de rattacher à la phase bretonne. Il s'agit de la boutonnière du Mougueur et de la bordure nord de la boutonnière de Tamlelt.

##### 6.4.1. LA BOUTONNIERE DE MOUGUEUR

EL KOCHRI (1981), dans son étude de la boutonnière du Mougueur, décrit une série de grès à Tigillites et de schistes verts et mauves qu'il attribue au Cambrien inférieur-moyen. Selon cet auteur, les terrains cambriens sont affectés par plusieurs phases de plissement.

D<sub>1</sub> : cette phase correspond à des plis couchés synschisteux, à vergence W-S-W, réalisés dans un climat de métamorphisme anchi- à épizonal.

D<sub>2</sub> : cette seconde phase ne s'observe que dans l'Est de la boutonnière. Elle donne des plis subméridiens déversés vers l'Est. A cette phase D<sub>2</sub> sont associés des écaillages par cisaillement peu pentés, évoluant en glissements parallèles aux plans de stratification et conduisant à des répétitions de séries. Selon EL KOCHRI, ces cisaillements à vergence est seraient subcontemporains des plis P<sub>2</sub>.

Les observations que j'ai pu faire en compagnie d'EL KOCHRI dans la partie occidentale de la boutonnière nous ont montré des plis couchés synschisteux de direction N 160 à N 130, déversés vers le SW. On peut constater une dispersion des axes de microplis et des linéations d'intersection jusqu'à des directions E-W (fig.85 a-b). Cette dispersion, qui s'observe bien à l'échelle de l'affleurement, est liée à des cisaillements plus ou moins parallèles au plan axial des plis, passant à des glissements banc sur banc au niveau des flancs. Ce phénomène correspond probablement aux cisaillements décrits par EL KOCHRI.

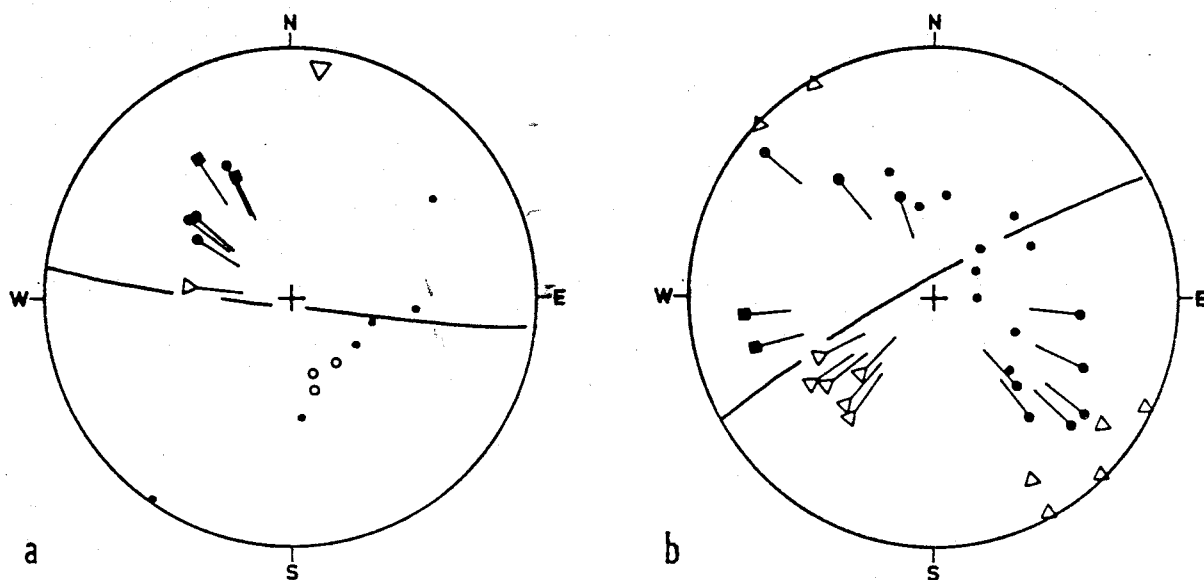


Fig. 85 - Stéréogrammes des structures D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub> dans la boutonnière du Mougueur.  
a : Ouest de la boutonnière  
b : Secteur de Tit'n'Ali.

Ces plis couchés synschisteux sont nettement repris par des plis droits dont la direction est variable, de NE-SW à EW (fig. 85b). EL KOCHRI attribue ces plis à la phase compressive atlasique. Il n'est cependant pas exclu qu'ils soient encore hercyniens. Leur direction est en effet très proche des structures de la phase post-westphalienne de Meseta orientale. J'y reviendrai plus loin.

Au total, les plis  $P_1$  cisailés de la boutonnière du Mogueur évoquent parfaitement, par leur style et leur orientation, les structures bretonnes  $D_1$  observées dans les boutonnières de Debdou-Mekam. Les plis  $P_2$  décrits par EL KOCHRI sont également très proches de l'épisode  $D_2$  des secteurs de Debdou-Mekam. Par rapport à la boutonnière de Midelt, qui est relativement la plus proche du Mogueur, on constate également des analogies de direction des structures ; le niveau structural est cependant beaucoup moins profond dans le Mogueur.

#### 6.4.2. LA BOUTONNIERE DE TAMLELT

A la partie orientale du Haut-Atlas, la vaste boutonnière de Tamlelt (100 x 60 km) peut être subdivisée en deux grands domaines structuraux hercyniens (fig. 86).

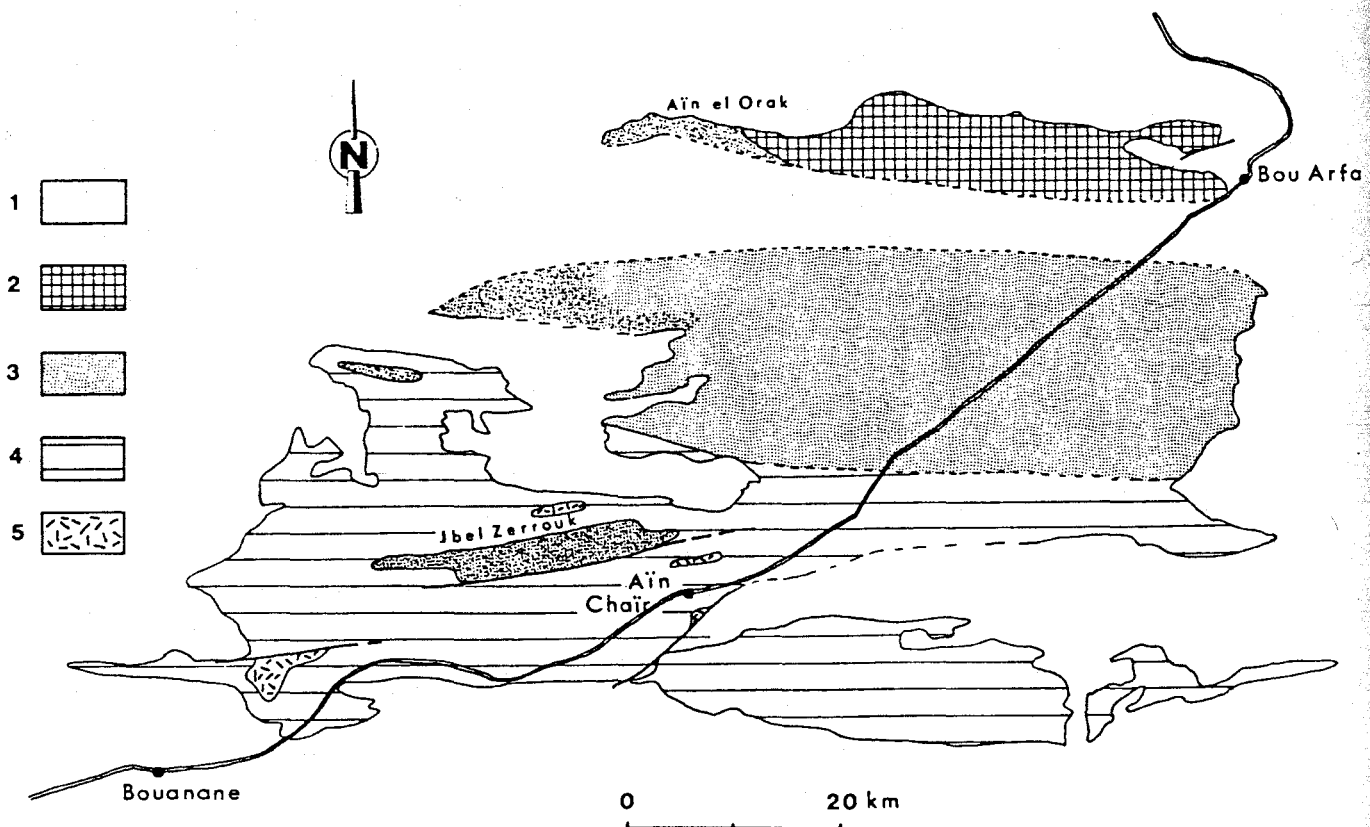


Fig. 86 - Carte géologique schématique de la boutonnière de Tamlelt, d'après la carte géologique du Maroc à 1/500.000e.

1 : couverture post-paléozoïque. 2 : phyllades à lentilles de roches vertes (chaîne bretonne ?). 3 : Ordovicien et Silurien. 4 : Cambrien. 5. Eocambrien.

- *Un domaine central et méridional*, qui correspond à l'essentiel de la boutonnière. Il comprend, au Nord, la plaine de Tamlelt et s'étend jusqu'à la limite sud du Haut-Atlas. Ce domaine est constitué par une puissante série sédimentaire qui s'échelonne depuis le Protérozoïque supérieur (Précambrien III des auteurs) jusqu'au Silurien et Dévonien (DU DRESNAY et LAFUSTE, 1960 ; DU DRESNAY, 1964, 1977). Les structures hercyniennes sont des plis E-W synschisteux, droits ou déversés soit vers le Nord, soit vers le Sud. Cet épisode de serrage symétrique n'est pas daté avec certitude, il peut correspondre à une phase sudète ou à une phase post-westphalienne.

- *un domaine nord*, qui se limite à une bande étroite allongée en E-W depuis Bou-Arfa à l'Est jusqu'à Aïn-Orak à l'Ouest. Les terrains affleurant dans cette zone sont attribués au Paléozoïque indéterminé sur la carte au 1/200.000e (DU DRESNAY, 1964 ; 1977) et au Cambro-Ordovicien sur la carte géologique du Maroc au 1/1.000.000e (1985).

Il s'agit de phyllades grises ou verdâtres dans lesquelles sont incluses des lentilles de roches vertes. La structuration visible est une foliation métamorphique  $S_1$  subhorizontale, résultant d'un épisode de plissement  $P_1$  synschisteux suivi de cisaillement. Ces déformations se déroulent dans un climat de métamorphisme épizonal. A cet épisode succède un plissement  $P_2$  E-W, donnant des plis droits de type kniks ou chevrons décimétriques.

L'opposition entre ces deux domaines apparaît clairement par la différence de structuration. Il existe donc, au Nord de la boutonnière de Tamlelt, un accident majeur qui sépare les phyllades à structuration polyphasée des terrains paléozoïques dont la structure est plus simple, essentiellement monophasée. Je ne peux cependant préciser la nature de ce contact (décrochement ou chevauchement d'un domaine à l'autre), n'ayant effectué qu'une reconnaissance rapide dans la boutonnière. Le seul endroit où ces deux domaines sont proches l'un de l'autre est l'Aïn-Orak ; le contact entre les phyllades et les terrains non métamorphiques n'y est cependant pas visible (carte géologique à 1/200.000e, DU DRESNAY, 1977).

Il semble que les plis E-W de la série paléozoïque et les chevrons et kniks déformant les phyllades soient contemporains et correspondent à une phase tardive de l'orogénèse hercynienne, post-viséenne ou post-westphalienne.

L'épisode tectono-métamorphique qui conduit à la formation des phyllades ne peut être daté avec certitude. Je propose, à titre d'hypothèse, de l'attribuer à la phase bretonne. Les terrains affleurant à la lisière nord du Tamlelt présentent en effet des analogies de faciès assez frappantes avec ceux de la boutonnière de Midelt : les phyllades à lentilles de roches vertes ressemblent beaucoup aux phyllades et micaschistes à amphibolites de Midelt. La déformation est également très semblable, correspondant à des plis couchés isoclinaux, cisailés, réalisés dans un climat de métamorphisme épizonal.

## 6.5. LES DEFORMATIONS EOVARISQUES DANS LE MASSIF DU TAZEKKA ET SES PROLONGEMENTS

### INTRODUCTION

Comme pour l'ensemble de la Meseta orientale, les données tectoniques concernant le massif du Tazekka sont restées longtemps très fragmentaires. MORIN (1960) signale l'âge antéviséen de la structuration des schistes, recouverts en discordance angulaire par la série volcano-sédimentaire du Carbonifère. En 1973, cet auteur décrit le linéament de Bsabis-Tazekka, accident fondamental à l'échelle de la Meseta qui, dans le Tazekka, sépare un *domaine occidental*, constitué de terrains du Paléozoïque inférieur non métamorphique, d'un *domaine oriental* épimétamorphique, constitué par les Schistes du Tazekka alors attribués au Tournaisien - Viséen inférieur. Une analyse tectonique détaillée (HOEPFFNER, 1978) m'avait permis de distinguer entre ces deux domaines une zone intermédiaire ou *zone de Bab-Azhar* où l'évolution progressive du métamorphisme et de la déformation marque le rapprochement entre les deux domaines. L'attribution récente des Schistes du Tazekka à l'Ordovicien (RAUSCHER et coll., 1982) restreint finalement l'importance du linéament de Bsabis-Tazekka en supprimant le contraste Carbonifère métamorphique - Paléozoïque inférieur non métamorphique. Ce linéament, comme nous le verrons, correspond plutôt à une zone de cisaillement au sein d'un ensemble de terrains, d'âge essentiellement paléozoïque inférieur, déformés dans un climat de métamorphisme croissant vers l'Est.

Les structures synmétamorphiques observées dans le Tazekka sont attribuées à une phase antéviséenne s.l. (MORIN, 1973 ; HOEPFFNER, 1978). Les données stratigraphiques montrent, en effet, la discordance du Viséen supérieur terminal sur l'Ordovicien inférieur. Il est donc possible, sur ces bases stratigraphiques, d'attribuer un âge dévonien supérieur à la phase antéviséenne du Tazekka, une relation avec Midelt pouvant même être envisagée (RAUSCHER et coll., 1982). Le Tazekka peut s'intégrer, dans ce cas, à la chaîne antéviséenne de Meseta orientale, structurée au Dévonien supérieur par la phase bretonne (HOEPFFNER, 1983).

Des datations isotopiques effectuées récemment (HUON, 1985) dans les schistes du Tazekka montreraient que le métamorphisme syntectonique est âgé de 329-330 M.A. Cette datation amènerait donc à séparer le Tazekka de la chaîne antéviséenne, structurée au Dévonien supérieur, et à envisager l'existence de mouvements intraviséens correspondant, à peu près, à la phase sudète définie en Europe occidentale. L'extension d'une chaîne sudète en Meseta marocaine reste encore hypothétique. Des mouvements intraviséens, qui pourraient être rattachés aux plissements du Tazekka, sont connus à Khénifra (ALLARY et coll. 1972, 1976) et peut-être à Azrou, où les datations isotopiques du métamorphisme donnent également un âge de 330 MA (HUON, 1985). Ces problèmes seront discutés plus loin.

Dans l'état actuel des connaissances, je décrirai les déformations du Tazekka comme une phase antéviséenne s.l. tout en gardant à l'esprit que ces mouvements peuvent être intraviséens, en tous les cas antérieurs aux dépôts volcano-détritiques discordants du Viséen supérieur-terminal-.

Le massif du Tazekka peut être subdivisé en trois zones structurales séparées par des contacts anormaux (HOEPFFNER, 1978). Je décrirai les déformations attribuables à la phase antéviséenne dans ces 3 zones (fig. 87).

11982

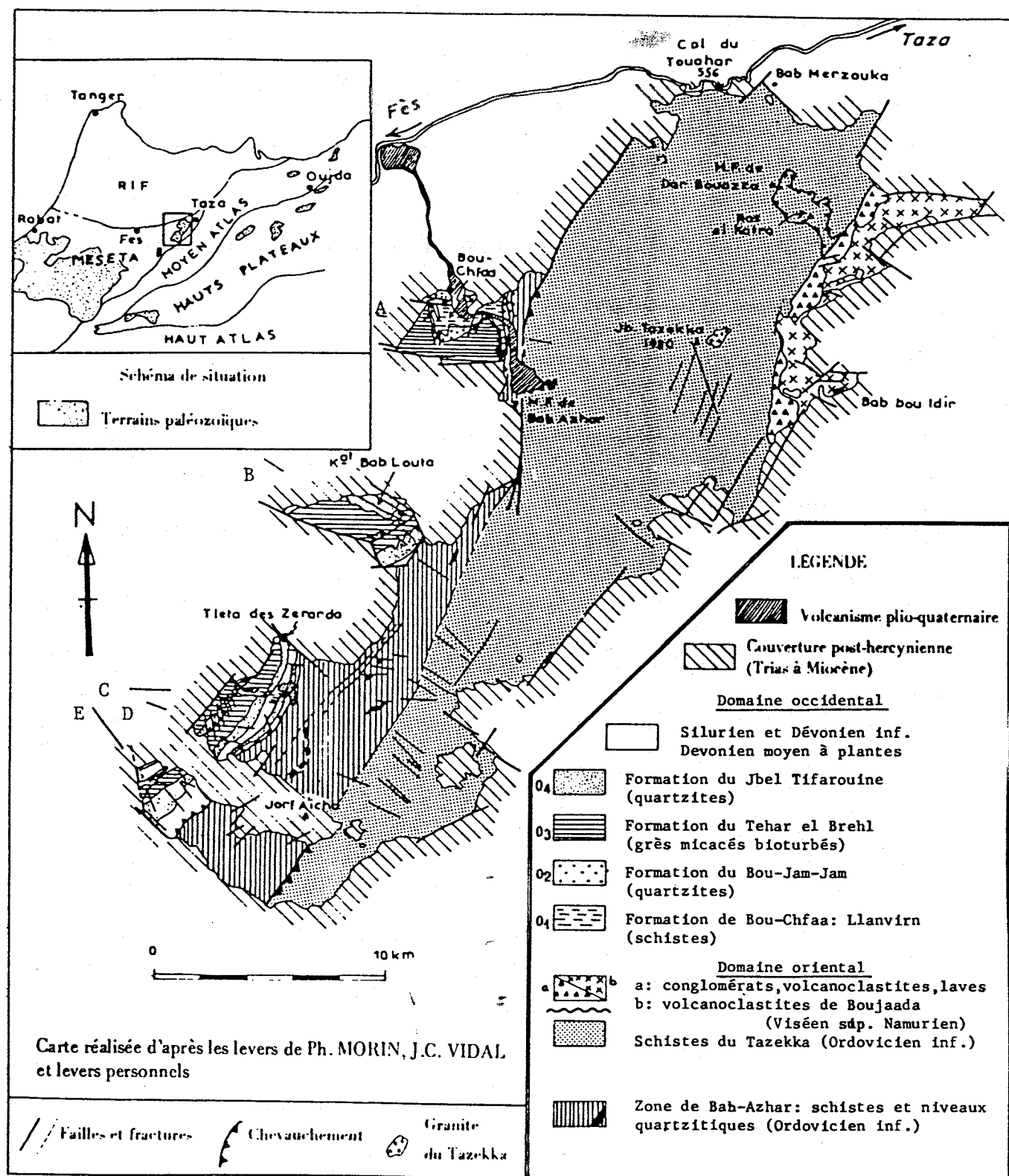


Fig. 87 - Carte géologique schématique de la boutonnière du Tazekka (d'après HOEPFFNER, 1978). A - B - C - D - E : localisation des coupes de la fig. 115.

- A l'Est : *la zone des schistes du Tazekka*, constituée essentiellement par un matériel pélique d'âge ordovicien, déformé en plusieurs épisodes dont le premier, au moins, est antéviséen et se réalise dans un climat de métamorphisme anchi à épizonal.

- Au centre : *la zone de Bab Azhar* où l'on retrouve une série pélique de même faciès et de même âge ordovicien inférieur qu'une partie des schistes du Tazekka. La tectonique y est également polyphasée, l'intensité du métamorphisme et de la déformation décroissent d'Est en Ouest.

- A l'Ouest : *la zone occidentale* où affleurent des terrains d'âge ordovicien inférieur à dévonien moyen. Ces terrains ne sont pas, ou très peu, métamorphiques. Leur structuration assez simple, en écailles ou plis à grand rayon de courbure les opposent assez nettement aux deux autres zones.

#### 6.5.1. L'UNITE DES SCHISTES DU TAZEKKA

La phase antéviséenne constitue l'épisode de structuration majeur dans les schistes du Tazekka. D'une manière générale, elle peut être résumée comme un enchaînement plissement + cisaillement, réalisé dans un climat de métamorphisme anchi à épizonal (HOEPFFNER, 1978). Cette déformation est responsable du feuilletage des schistes qui correspond à un débit planaire d'aspect satiné, conférant à la roche un caractère de phyllade.

Ce feuilletage est une schistosité  $S_1$  ou  $So_1$ , le débit étant souvent parallèle à la stratification. On remarque en effet, dans l'ensemble du massif du Tazekka, une quasi continuité des feuillets de composition différente avec une assez bonne conservation des structures sédimentaires telles que les stratifications entrecroisées, les microravinements. Les structures responsables de l'acquisition de ce débit sont des plis isoclinaux dissymétriques, relativement rares à observer. Cet épisode fondamental est, la plupart du temps, masqué par les déformations tardives namuro-westphaliennes, qui sont les structures les plus visibles à l'affleurement; elles donnent au massif hercynien du Tazekka son architecture actuelle.

Je décrirai les structures que j'attribue à la phase antéviséenne telles qu'elles se présentent dans leur position actuelle, en indiquant leur géométrie probable avant les mouvements post-westphaliens. Ces derniers seront décrits plus loin, au chapitre II. Je distinguerai les déformations observables dans les schistes lie-de-vin du Cambro-Ordovicien probable, de celles des schistes vert-olive, d'âge ordovicien inférieur. La principale différence réside dans l'importance des mouvements cisailants au sein des schistes vert-olive.

##### a) Les schistes lie-de-vin

Les schistes lie-de-vin affleurent dans la partie ouest de l'unité des schistes du Tazekka. Ils s'étendent depuis le col du Touahar jusqu'à l'extrémité sud du massif. Leur âge n'est pas déterminé avec certitude, mais ils sont situés sous les schistes vert-olive, datés de l'Ordovicien inférieur, et peuvent être soit ordovicien inférieur, soit, d'une manière plus générale, cambro-ordovicien (cf. chap. stratigraphie).



Dans ces schistes, les structures plissées associées au feuilletage sont relativement rares. Ce sont des plis métriques à centimétriques, observables en quelques points du massif. En général on ne reconnaît qu'un débit schisteux subparallèle à la stratification ( $So_1$ ).

Du Nord au Sud du massif du Tazekka, cette schistosité  $So_1$  présente des attitudes variables résultant des déformations de la phase post-west-phalienne (Fig. 85).

- Au Nord, dans le secteur du col du Touahar, les plans  $So_1$  sont en position inverse, à fort pendage vers l'Ouest.

- Vers le centre du massif, à la hauteur de la demi-boutonnière de Bou Chfâa, la  $So_1$  prend des pendages vers l'Est.

- Vers le Sud, les plans  $So_1$  repassent à la verticale puis s'inversent pour prendre une position analogue à celle du secteur du col du Touahar.

#### b) Les schistes vert-olive

Les schistes vert-olive affleurent dans la partie NE du massif. Une grande partie d'entre eux est d'âge ordovicien inférieur : Arenig-Llanvirn (RAUSCHER et al., 1982). Il est cependant possible que des lambeaux de schistes de type Debdou-Mekam y soit inclus, ce qui expliquerait la présence des plantes signalées par MORIN (1948a). Comme le précédent, ce faciès de schistes vert-olive a enregistré les déformations liées à la phase antévisséenne mais avec des phénomènes de cisaillement plus développés.

À l'affleurement, le débit principal est un feuilletage correspondant à une schistosité de flux, subparallèle à la stratification. Cette dernière reste aisément reconnaissable, le litage sédimentaire correspondant à une alternance de niveaux argileux verdâtres et de niveaux de silts discontinus, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, où l'on observe principalement des stratifications obliques. Les pendages de cette schistosité  $S_1$  ou  $So_1$  sont variables, à cause de l'importance des reprises liées à la phase post-west-phalienne et donnant des plis NE-SW.

Comme dans les schistes lie-de-vin, les plis  $P_1$  sont rarement observables ; ce sont de petites structures, d'échelle centimétrique à métrique.

#### 6.5.1.1. L'épisode de déformation $D_1$

##### a) Les mésostructures

Dans les schistes lie-de-vin les plis  $P_1$ , sont relativement rares. Ce sont des structures d'échelle métrique à centimétrique. Dans les secteurs situés à l'Est de la demi-boutonnière de Bouchfâa, les reprises tardives sont restées modérées et l'on peut observer des plis  $P_1$  dans une position sans doute proche de celle de leur formation.

Les parements de la piste Bab-Azhar - Bab-Souq-Chejra permettent d'observer des replis isoclinaux déversés vers l'WNW (fig. 88). Les axes ont en général une direction N10-20 avec des plongements faibles de 10 à 20°

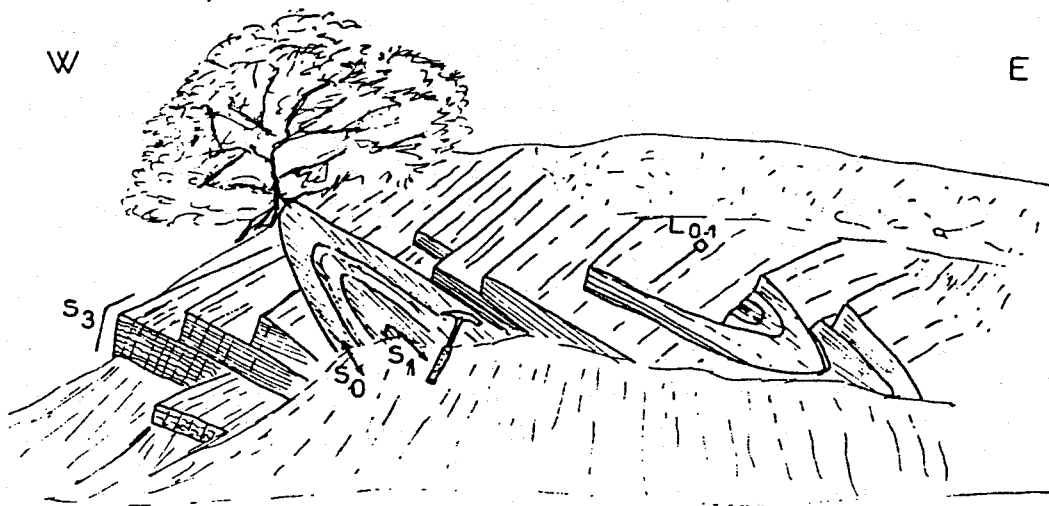


Fig. 88 - Plis isoclinaux  $P_1$  dans les schistes du Tazekka (Piste de Bab-Souk-Chejra). L'asymétrie indique un déversement vers l'Ouest.

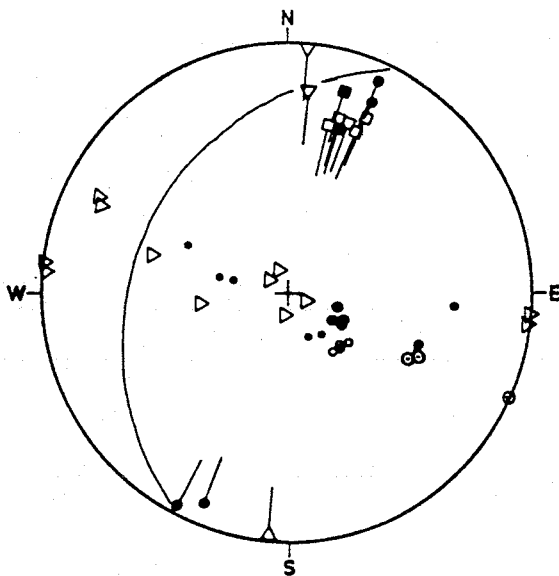
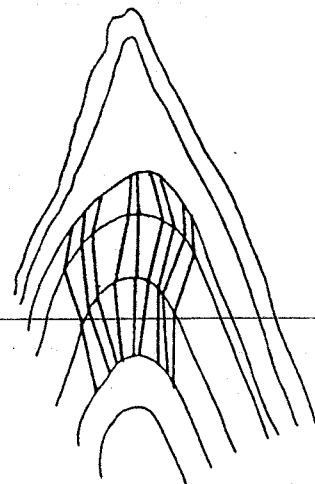


Fig. 89 - Stéréogramme des structures  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ; piste de Bab-Souk-Chejra. Les linéations et axes de plis des différentes structures sont subparallèles.

Fig. 90 - Replis centimétriques  $P_1$  dans les schistes du Tazekka, piste de Bab-Souk-Chejra. Isogones de plis de classes 1 C et 2.



vers le Sud ou, plus rarement, vers le Nord (fig. 89). Dans le détail, les plis sont de type concentrique plus ou moins aplatis (Classe 1c) dans les niveaux silteux et tendent vers le type semblable (classe 2) dans les niveaux argileux (fig. 90). La schistosité  $S_1$  est un clivage ardoisier fin et régulier parallèle au plan axial des plis, tout au moins dans les niveaux argileux. Ce clivage se réfracte dans les lits gréseux et grauwackeux, où il correspond à un clivage espacé grossier à lisse.

A l'Est de la demi boutonnière de Bouchfâa, dans les coupes des Chabat Djaj et Riahrale, on retrouve des plis  $P_1$  centimétriques à métriques, soulignés par les alternances schistes lie-de-vin et grauwackes fines. Ces plis sont dissymétriques, la succession flanc-long - flanc-court indique une vergence vers l'Ouest. Lorsque la polarité peut être observée, on remarque que les flancs longs sont à l'endroit, ce qui confirme le sens de déversement général des structures.

Sur stéréogramme, les axes des plis  $P_1$  et les linéations d'intersection  $L_0$  sont bien regroupés autour d'une direction moyenne N10-20 (fig. 91). Les plans axiaux et la schistosité  $S_1$  de plan axial sont inclinés vers l'Est ou subverticaux. L'attitude parfois très redressée des plis dans ces secteurs (fig. 92) est liée à des reprises tardives. Initialement, le déversement vers l'Ouest était sans doute plus accentué, vu ce qui est observable dans les secteurs de la piste de Bab Souk Chejra.

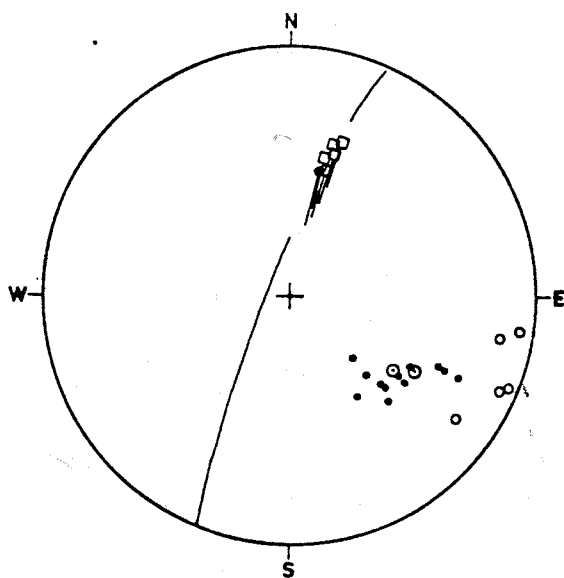


Fig. 91 - Structures  $D_1$  et  $D_2$  à déversement vers l'Ouest. Schistes du Tazekka à l'Est de la boutonnière de Bou Chfâa (Chabat ed-Djaj).

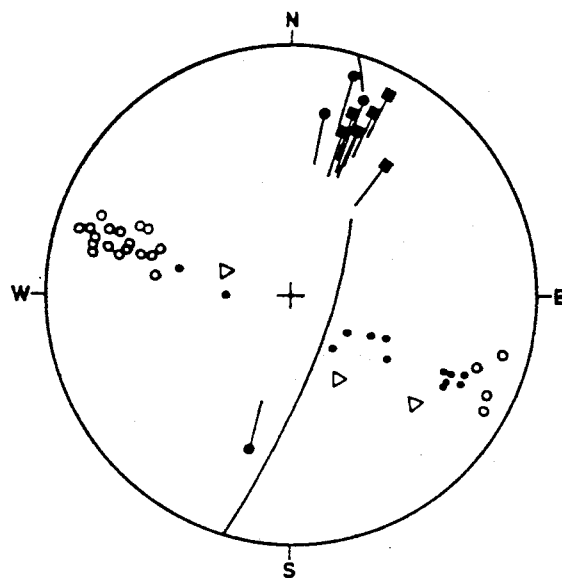


Fig. 92 - Structures  $D_1$  redressées par la phase  $D_3$ . Schistes du Tazekka à l'Est de la Boutonnière de Bou-Chfâa (Chabat Riahrale).

On peut remarquer que dans ces secteurs, la déformation correspondant aux plis  $P_1$  est hétérogène. Les flancs longs sont bien développés, la stratification reste visible. La schistosité  $S_1$  est presque parallèle à  $S_0$  dans les niveaux argileux, elle se réfracte dans les grauwackes où elle prend souvent une allure sigmoïde (Fig. 93).

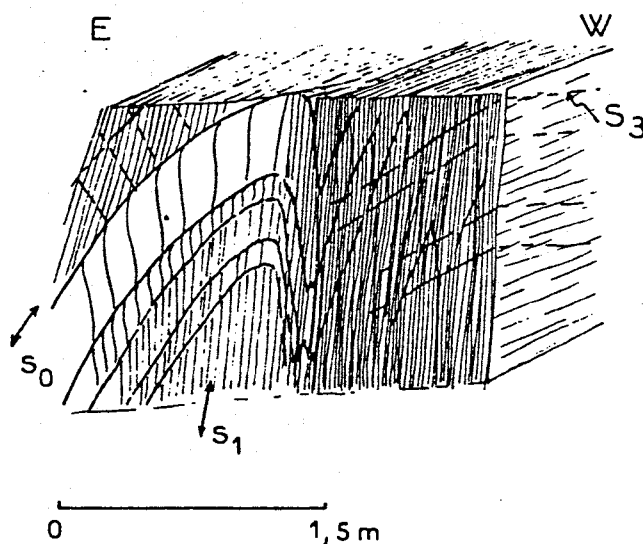


Fig. 93 - Variation du style des plis  $P_1$ , métriques dans les schistes du Tazekka à l'Est de la boutonnière de Bou-Chfâa.

Dans les flancs courts, la stratification, au lieu de garder un pendage régulier comme dans les flancs longs, dessine des replis serrés isoclinaux, centimétriques à millimétriques. La schistosité  $S_1$  devient ici le débit principal de la roche, c'est un clivage fin et régulier de type ardoisier. La stratification  $S_0$  est complètement transposée et en partie effacée par le développement de  $S_1$ .

Dans la partie sud du massif, les structures  $D_1$  ont subi un basculement important lors des mouvements post-westphaliens. Les plans  $S_0$  ont une disposition subverticale ou sont renversés avec un fort pendage vers l'Ouest. On observe, localement, des plis  $P_1$  centimétriques à décimétriques. La schistosité  $S_1$ , présente les mêmes caractères que dans les secteurs précédemment décrits, elle est la plupart du temps subparallèle à  $S_0$  et plan axial des replis  $P_1$ . Sur stéréogramme (fig. 94), les orientations des axes et des linéations d'intersections  $Lo_1$  sont relativement bien réglées, regroupées autour d'une direction moyenne N 45.

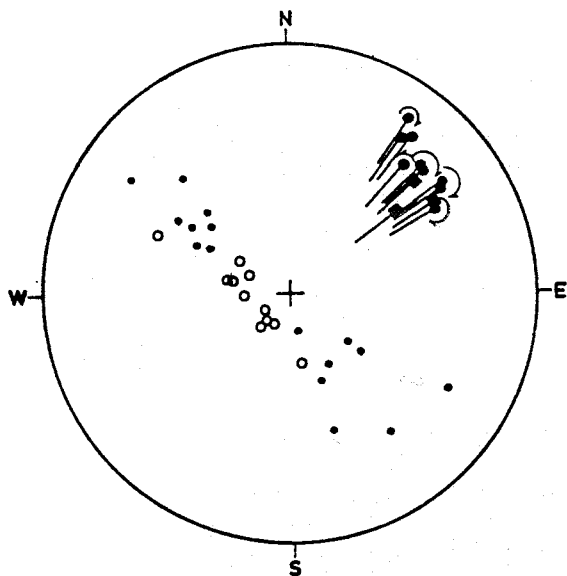


Fig. 94 - Structures  $D_1$  dans les Schistes du Tazekka. Partie sud du massif, piste entre le douar Ait Limama et le bled Béni Sraïj. Les structures  $D_1$  sont entièrement basculées lors des reprises tardives.

Dans les schistes vert-olive, les structures  $D_1$  sont des microplis centimétriques à métriques.

Le secteur du Jebel Tazekka, et particulièrement les parements de la piste conduisant au sommet, donnent de bons exemples de plis  $P_1$ . Ce sont des plis décimétriques, soulignés par des niveaux silteux. Anisopaques, ils sont du type concentrique aplati, tendant vers le type semblable (fig. 95). Les enchaînements flanc long - flanc court montrent que l'on a des plis déversés. Lorsque la polarité peut être observée (stratifications entrecroisées), on constate que les flancs longs sont à l'en-droit.

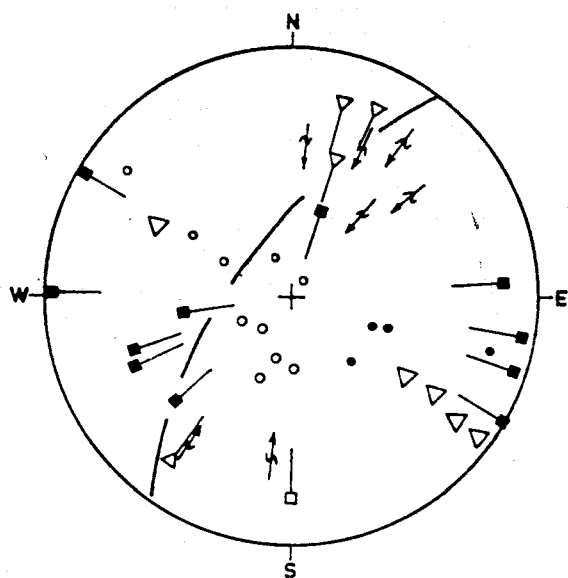


Fig. 96 - Structures  $D_1$  et  $D_3$  dans les schistes vert-olive. Piste de Jebel Tazekka. Les linéations  $L_{01}$  orientées N 110-120 sont reprises par les plis  $P_3$  N 20.

Sur stéréogramme (fig. 96), les axes des microplis et les linéations d'intersection  $L_1$  montrent une dispersion importante entre les directions N20 et N120, la direction moyenne (N70-80) étant le plus fréquemment observée. Cette dispersion est liée aux cisaillements de l'épisode  $D_2$  j'y reviendrai au paragraphe suivant. La schistosité  $S_1$  est parallèle au plan axial des plis, elle se réfracte dans les niveaux silteux et prend une allure sigmoïde (fig. 95). Le processus de différenciation métamorphique est souvent assez marqué,  $S_1$  constitue alors le débit principal de la roche.



Fig. 95 - Pli  $P_1$  dans les schistes vert-olive. Piste du Jebel Tazekka. L'assymétrie indique un déversement vers l'Ouest.

Ce type de structures  $D_1$  est très homogène dans toute la partie NE du massif.

A Bab-Tikbab (fig. 97), les plis  $P_1$  et la schistosité  $S_1$  sont basculés par les reprises tardives. Le feuilletage des schistes présente souvent une position subverticale ou à fort pendage vers l'Ouest. Les structures  $D_1$  sont alors complètement renversées, comme ce que l'on peut observer dans les schistes lie-de-vin au col de Touhar ou dans la partie sud du massif. Les stéréogrammes montrent également l'importance de la dispersion des éléments linéaires liée aux cisaillements  $D_2$ .

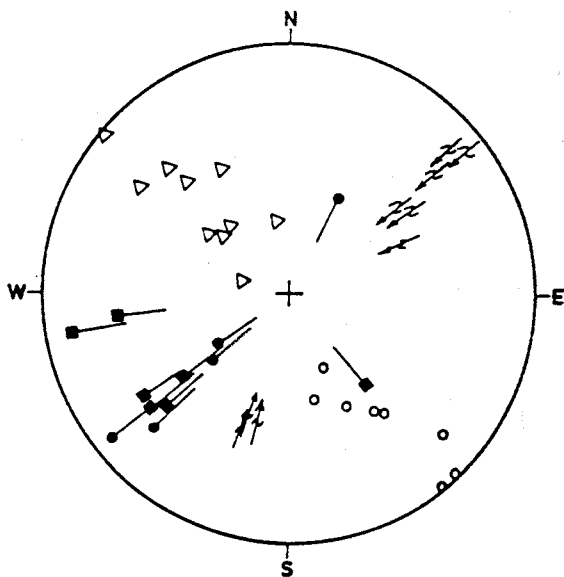


Fig. 97 - Structures  $D_1$  et  $D_2$  dans le Nord du massif du Tazekka. Bab-Tikbab, piste Bab-Merzouka - Dar Bouazza. Dispersion importante des  $P_1$  et  $L_{01}$  par cisaillement dans  $S_1$ .

Le secteur de Ras-el-Katra montre également de bons exemples de structures  $D_1$ . Cette partie du massif du Tazekka avait initialement été considérée comme un ensemble volcano-sédimentaire d'âge viséen supérieur, discordant sur les Schistes du Tazekka (MORIN, 1960). Il s'agit en fait de schistes ordoviciens présentant un faciès un peu particulier : ils sont plus siliceux, en partie à cause du métamorphisme thermique qui confère à la roche un aspect de schistes tachetés ou de cornéennes litées. On retrouve par ailleurs des faciès tout à fait analogues, dans le secteur du Jebel Tazekka, autour du pointement granitique.

Dans le secteur de Ras-el-Katra, on observe des plis  $P_1$  d'échelle métrique à centimétrique (fig. 98-99), le plan axial souligné par la schistosité  $S_1$  est subhorizontal. Les plis sont isoclinaux et couchés, de type concentrique aplati ou semblable (fig. 99). La schistosité  $S_1$ , de type flux, constitue le débit principal de la roche ; elle est souvent subparallèle à  $S_0$ . Les mesures montrent que les axes des plis  $P_1$  et les linéations  $L_{01}$  sont ici systématiquement réorientés selon des directions N90 à N120 (fig. 100).

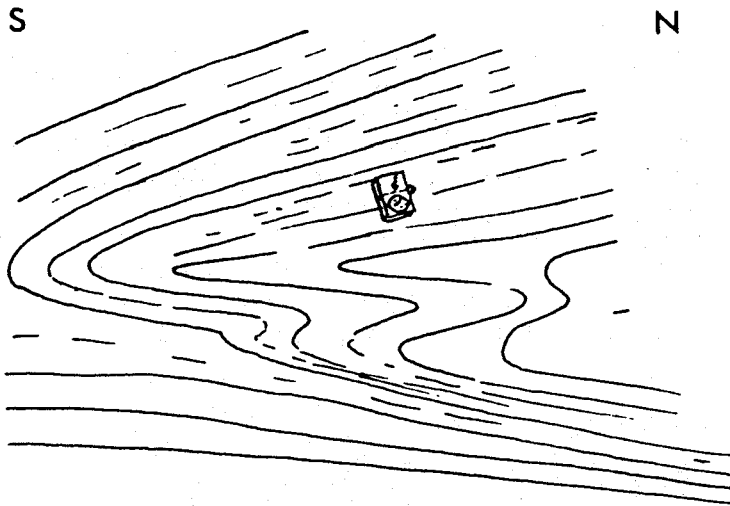


Fig. 98 - Pli couché, isoclinal,  $P_1$  dans les schistes du Tazekka de Ras-el-Katra. Piste entre Dar Bouazza et Boujâada.

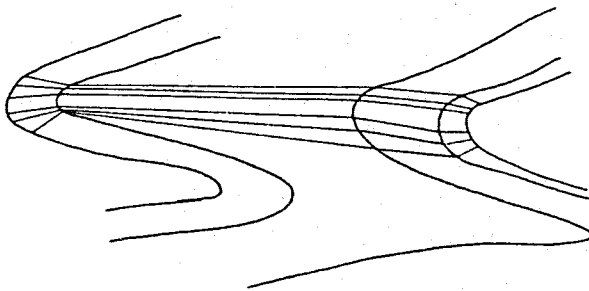


Fig. 99 - Replis centimétriques  $P_1$  dans les schistes du Tazekka. Maison forestière de Dar Bouazza. Les isogones montrent des plis de classes 1B, 2 et 3.

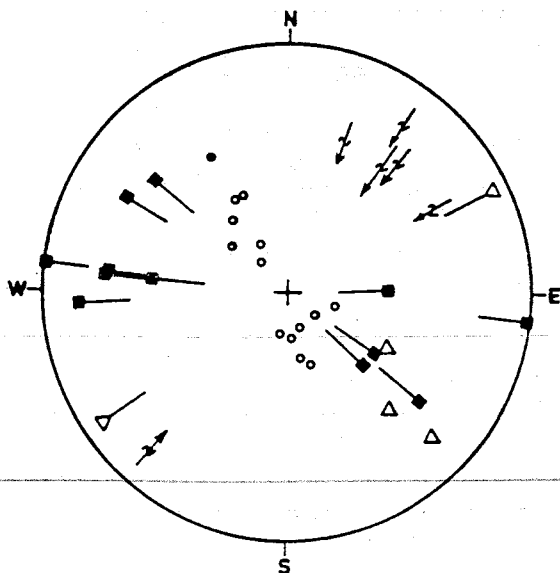


Fig. 100 - Structures  $D_1$  et  $D_3$  dans les schistes du Tazekka du secteur de Ras el Katra.



### b) les microstructures

L'observation au microscope optique des structures  $D_1$  permet de préciser les caractères de la schistosité  $S_1$ , qui constitue le principal témoin de la déformation antéviséenne dans les schistes. En général, ces caractères apparaissent homogène dans l'ensemble du massif du Tazekka.

Dans les niveaux d'argilites, les plans  $S_1$  sont très serrés (10 à 30  $\mu$ ), se situant à la limite entre les clivages espacés et continus au sens de POWELL (1979), sens rappelé plus haut (p. ). C'est une schistosité lisse, soulignée par des films de matière ferrugineuse, avec parfois des néoformations de micas blancs. Ces néoformations peuvent devenir plus abondantes, on passe alors à une schistosité continue  $S.S.$  Les grains de quartz de petite taille (20 - 40  $\mu$ ) ont une forme en amande et la plupart des agrégats chlorite-micas ont leur clivage presque parallèle à  $S_0$  ou  $S_1$ . Mises à part les zones de charnière, le clivage  $S_1$ , dans ces faciès argileux, est parallèle à  $S_0$  ou légèrement oblique (10 - 20°).

Les niveaux pélitiques, où la proportion de quartz et d'agrégats chlorite-micas est plus importante, montrent une schistosité  $S_1$  espacée, du type grossier-lisse. Les microlitons sont rapprochés (50 - 100  $\mu$ ). Les plans de clivage sont soulignés par des opaques ou des produits ferrugineux. Dans l'ensemble, les néoformations selon  $S_1$  sont rares. On peut distinguer au niveau même de l'affleurement, des passages entre des zones peu déformées où la fabrique des microlitons est faible (les grains de quartz ne montrent pas de barbes micacées, les agrégats chloriteux restent parallèles à  $S_0$ ) et des zones plus déformées, marquées par des néoformations de mica blanc dans  $S_1$ . Les agrégats chlorite-mica y sont déformés par des bandes de pliage et des phénomènes de cisaillement. La dissolution sous pression y est également importante, marquée par des barbes de mica aux extrémités des grains de quartz.

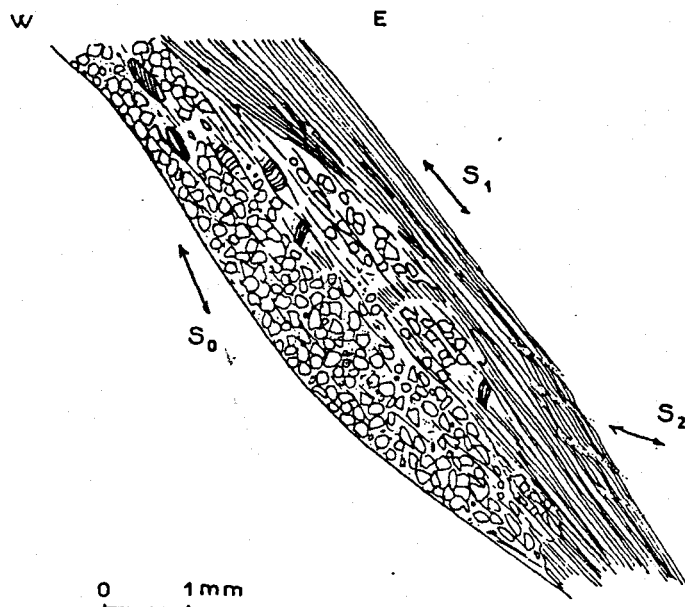


Fig. 101 - Microstructures  $D_1 + D_2$  dans les schistes du Tazekka. Est de la boutonnière de Bou-Chfâa. Flanc inverse de  $P_1$  déversé vers l'Ouest.  $S_0$  et  $S_1$  sont subparallèles.

Les niveaux de silts présentent en général une déformation faible. Dans les zones les moins déformées,  $S_1$  ne s'y marque pas, les minéraux détritiques gardent leur forme originelle. Généralement  $S_1$  s'y réfracte en donnant un clivage espacé irrégulier, de type grossier, souligné par des opaques. Les microlitons sont espacés de 250 à 500  $\mu$ , la fabrique y est très faible, marquée surtout par des bandes de pliage dans les chlorites.

Dans les faciès de *grauwackes fines*, la  $S_1$  est de type grossier ou grossier-lisse. Les plans, irréguliers, sont espacés de 50 à 150  $\mu$ . On note quelques néoformations de mica blanc dans  $S_1$ . La fabrique est assez faible, marquée par des barbes de mica aux extrémités des grains de quartz. Des bandes de pliage apparaissent dans les agrégats chlorite-micas dont les clivages 001 soulignent bien la  $S_0$ .

Dans les zones où l'intensité de la déformation et du métamorphisme sont plus importantes, les *grauwackes* sont affectées par un clivage très fin, de type lisse. C'est une schistosité quasi-continue, les plans  $S_1$  étant très rapprochés (20  $\mu$  env.). La fabrique est presque complète, l'ensemble des minéraux ayant recristallisé selon  $S_1$  : les quartz et les feldspaths détritiques forment des amandes très allongées, les agrégats chlorite-mica forment des rubans dont la chlorite n'occupe plus qu'une faible proportion, les clivages sont subperpendiculaires à  $S_1$ . Les néoformations de mica blanc sont abondantes.

#### 6.5.1.2. L'épisode $D_2$ : les cisaillements

Dans le Tazekka, comme dans les massifs, précédemment décrits de la Meseta orientale, l'épisode  $D_1$  de plissement synschisteux est suivi par des cisaillements qui correspondent, essentiellement, à un rejou des surfaces d'anisotropie créés lors de l'épisode  $D_1$  :  $S_{01}$  ou  $S_1$ .

##### a) Petites et moyennes structures

A l'échelle de l'affleurement, les cisaillements se marquent par plusieurs types de structures.

- Des ruptures dans les flancs inverses des replis  $P_1$  (fig. 102).
- Le développement de bandes cisailées, limitées par des plans  $S_{01}$  ou  $S_1$ . A l'intérieur de ces bandes apparaissent des replis  $P_2$  (fig. 103). Les replis  $P_2$  sont très fréquents à l'échelle de toute l'unité des schistes du Tazekka. Ils sont d'échelle centimétrique à métrique et leur style est très variable. On peut observer des plis en chevrons et des plis arrondis, ouverts à isoclinaux (fig. 104-105). Leur asymétrie indique un déversement vers l'Ouest ou le NW. Le plan axial de ces plis est en général redressé, présentant un fort pendage vers l'Est. Les phénomènes de reprise par les plissements post-westphaliens, peuvent complètement verticaliser ces structures, et même inverser la direction de leur pendage.

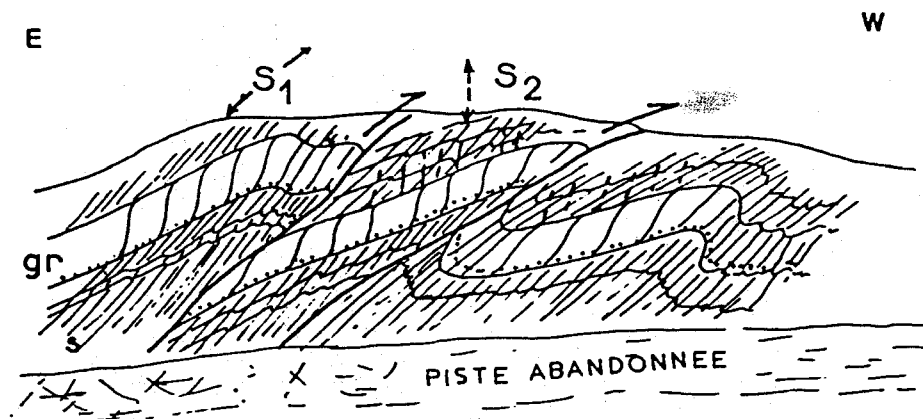


Fig. 102 - Pli  $P_1$  cisailé par rupture du flanc inverse. Est de la boutonnière de Bou-Chfâa, Chabat Riahalem.

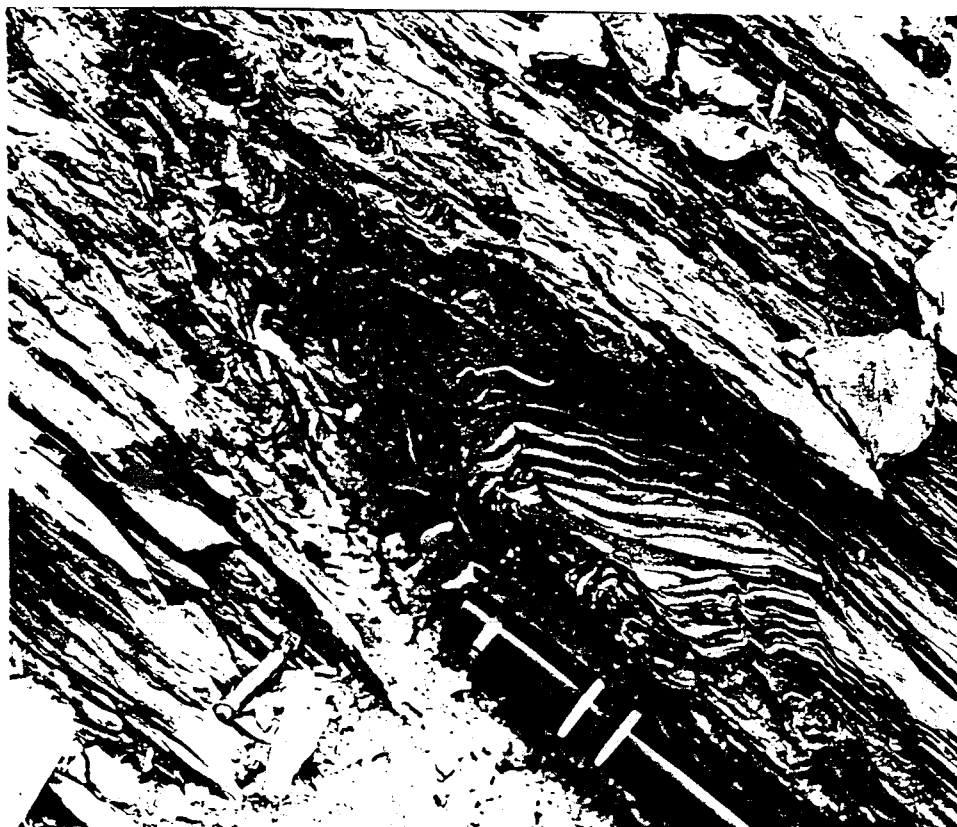


Fig. 103 - Structures  $D_2$ . Schistes du Tazekka. Route Sidi-Abdallah - Bab-Bou-Idir. Des replis  $P_2$  avec  $S_2$  de crénulation apparaissent lors du cisaillement selon les plans  $S_{0-1}$ .

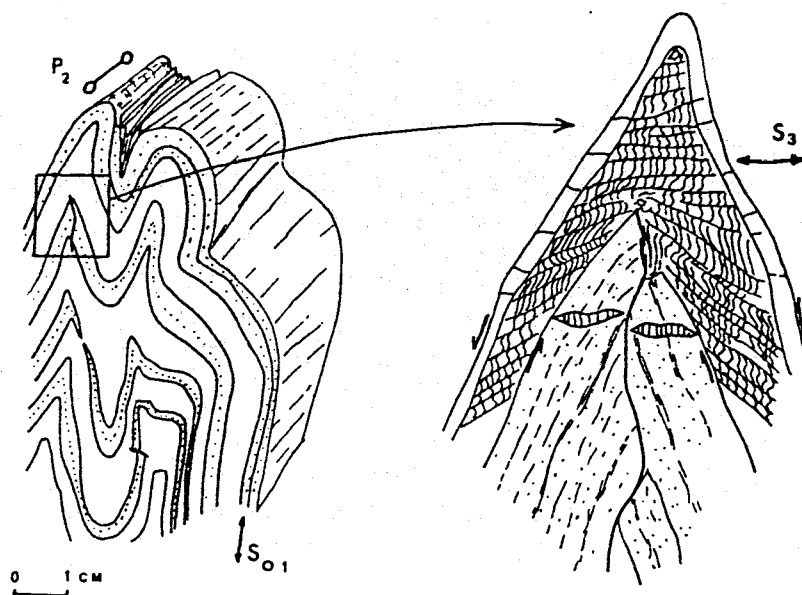


Fig. 104 - Structures  $D_2$  dans les schistes lie-de-vin. Piste de Bab Souk Chéjra. Microplis centimétriques  $P_2$  recoupés par un clivage de crénulation tardif  $S_3$ .



Fig. 105 - Microplis  $P_2$  dans les schistes lie-de-vin.

Aux replis  $P_2$  est toujours associée une schistosité de crénulation  $S_2$ . Celle-ci est de type zonal (POWELL, 1979) ou différenciée (WILLIAMS, 1972), ce qui indique la persistance de conditions métamorphiques pendant l'épisode de cisaillement. Cette crénulation  $S_2$  développe une linéation de microplissement  $L_{1-2}$  ou  $L_{01-2}$ , toujours bien visible sur les surfaces  $S_1$  ou  $S_{01}$ . Les stéréogrammes (fig. 91-92) montrent que ces linéations  $L_2$ , ainsi d'ailleurs, que les axes des replis  $P_2$ , sont presque parallèles aux directions des structures  $D_1$ . Cette observation confirme l'idée que le cisaillement s'inscrit dans la continuité du plissement  $P_1$ .

#### b) Les microstructures

On retrouve en lame mince, des structures analogues à celles décrites sur l'affleurement. Les cisaillements s'expriment, à l'échelle microscopique, par l'apparition de replis  $P_2$  auxquels est associée une schistosité de crénulation  $S_2$ .

Ces microstructures  $D_2$  se développent principalement dans des alternances argilo-silteuses très fines, coincées entre deux niveaux silteux ou gréseux plus épais. Le glissement des niveaux compétents entraîne la formation de replis  $P_2$  dissymétriques dont la vergence correspond au sens du cisaillement (fig. 106b). La schistosité  $S_2$  associée, est une crénulation qui se développe surtout dans les interlits argileux ou pélitiques (fig. 105a). On peut distinguer tous les intermédiaires entre une crénulation discrète et une crénulation différenciée. Localement on se trouve même en présence de véritables litages tectoniques avec différenciation nette en bandes quartzeuses et bandes phylliteuses. La  $S_2$  se marque mal, ou pas du tout dans les niveaux les plus compétents, qui répondent au processus de cisaillement par des glissements avec rejeu local de la  $S_1$  en microchevauchements (fig. 106a). Dans les argilites, l'angle  $S_0-S_2$  est plus fort que l'angle  $S_0-S_1$ , de sorte qu'on arrive souvent à une image finale où la  $S_2$  de crénulation des niveaux argileux est subparallèle à la  $S_1$  des niveaux compétents (fig. 106b).

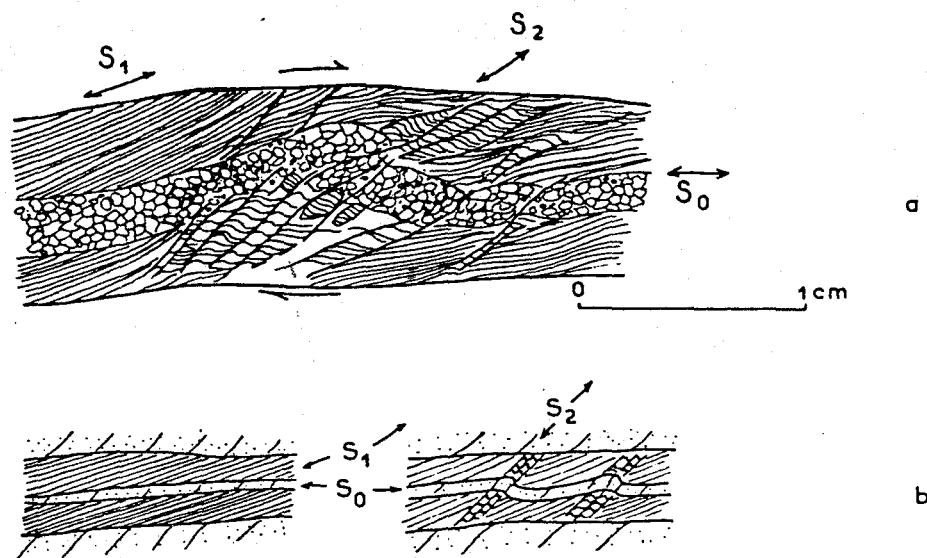


Fig. 106 - Microstructures  $D_2$  dans les schistes du Tazekka. Est de la boutonnière de Bou-Chfâa. Dans les niveaux schisteux, le cisaillement selon  $S_0$  entraîne l'apparition d'une schistosité de crénulation  $S_2$  (flanc normal de plis  $P_1$  déversé vers l'Ouest). a : dessin d'après lame mince. b : schéma interprétatif.

### c) Les dispersions axiales

On a déjà signalé que, dans les schistes vert-olive, les axes des plis  $P_1$  et les linéations  $L_{01}$  présentent souvent une importante dispersion, les stéréogrammes montrent des variations entre N20 et N120 (fig. 96, 100). Ce mauvais réglage tectonique s'observe, essentiellement, dans les schistes verts, alors que dans les schistes lie-de-vin, les directions des structures  $D_1$  sont beaucoup mieux réglées et se concentrent selon des directions N20-30 qui correspondent, par ailleurs, à l'orientation générale des grandes structures, notamment au découpage en unités de l'ensemble du massif. On peut admettre que ces directions N20-30 donnent l'orientation initiale des plis  $P_1$ , déversés vers l'Ouest, dans l'ensemble des schistes du Tazekka. La désorganisation observée dans les schistes vert-olive serait due aux cisaillements  $D_2$  : les plis  $P_1$  et les linéations  $L_{01}$  se comportent comme des marqueurs passifs au cours du glissement des bandes schisteuses les unes par rapport aux autres ; ils se réorientent vers des directions N90 à N120 et se placent alors en position transverse par rapport à l'orientation générale des structures hercyniennes. Ce type de déformation est tout à fait analogue à ce que l'on observe dans les boutonnières de Debdou-Mekam, du Boudoufoud et des Beni-Snassène.

Les marqueurs des cisaillements  $D_2$  sont donc essentiellement les plis  $P_2$  et la schistosité de crénulation  $S_2$ . Le sens du cisaillement se fait d'Est en Ouest, dans le même sens que le déversement des plis  $P_1$ . Dans les schistes lie-de-vin il est donné par l'asymétrie des  $P_2$  et l'orientation de  $S_2$  par rapport à  $S_{01}$  et  $S_1$ . Dans les schistes vert-olive, les axes de  $P_2$  sont dispersés et tendent à s'organiser en position transverse par rapport aux directions générales du massif. C'est le cisaillement  $D_2$  qui serait responsable de ces réorientations vers des directions N90-120 qui indiqueraient, dans ce cas, la direction de la ligne de glissement (HANSEN, 1971) ou du cisaillement. Cette dernière hypothèse doit cependant être envisagée avec prudence. En effet, si de nombreux travaux montrent que, dans les zones de cisaillement, les marqueurs linéaires tendent à se rapprocher de la direction de cisaillement, assimilable en général à celle du transport tectonique (RAMSAY et GRAHAM, 1970 ; ESHER et WATERSON, 1974 ; WILLIAMS, 1978 ; RAMSAY, 1980), il faut souligner que les modèles sont toujours établis à partir d'exemples de cisaillements ductiles dans des zones où le métamorphisme est important, épizonal à mésozonal. La ductibilité du matériel déformé permet la formation de plis en fourreau et l'impression de linéation d'étirement donnant la direction du glissement (COBBOLD et BRUN, 1980). La déformation cisailante des schistes du Tazekka se fait dans un climat de métamorphisme plus faible, anchizonal à épizonal, où le mécanisme exact de la réorientation des axes de plis reste à préciser. Il est probablement distinct de ce qui est connu dans les terrains où le métamorphisme est plus important.

#### 6.5.1.3. Mesure de la déformation

Ce paragraphe présente une approche quantitative de la déformation antéviséenne du Tazekka. Les résultats présentés sont ponctuels et visent seulement à donner une idée de la forme de l'ellipsoïde de déformation finie, cumulant les effets des épisodes  $D_1$  et  $D_2$ , et de son orientation.

Les objets déformés, pouvant servir de marqueurs, sont rares dans ces séries pélitiques très monotones. J'ai utilisé les grains de quartz détritiques des niveaux de grauweekes, et les taches de réduction observables dans les schistes lie-de-vin. Pour des raisons techniques, je n'ai généralement pu obtenir que des sections perpendiculaires au plan de schistosité. En l'absence de linéation d'étirement discernable sur échantillon, les lames minces sont taillées parallèlement et perpendiculairement à l'axe B des plis donné par la linéation d'intersection.

Les taches de réduction des schistes lie-de-vin se présentent sous forme de galettes millimétriques de teinte blanchâtre. Elles sont aplaties dans les plans de  $S_1$  ou  $So_1$ , la crénulation  $S_2$  ne les décale pas, au contraire les microlitons y sont inclus (fig. 107). Elles sont par contre nettement recoupées par la schistosité  $S_3$  apparue lors des phases tardives post-westphaliennes. On peut donc admettre que la déformation ductile enregistrée par les taches est le résultat des épisodes  $D_1 + D_2$ . Les mesures montrent que l'on a un ellipsoïde de déformation finie en  $galette$ , avec un léger étirement selon une direction parallèle à l'axe B des plis  $P_1 + P_2$  ( $R_{xz} = 3,77$  ;  $R_{yz} = 3,31$ ). Le paramètre de forme  $K = 0,05$  situe l'ellipsoïde dans le domaine de la déformation par aplatissement.

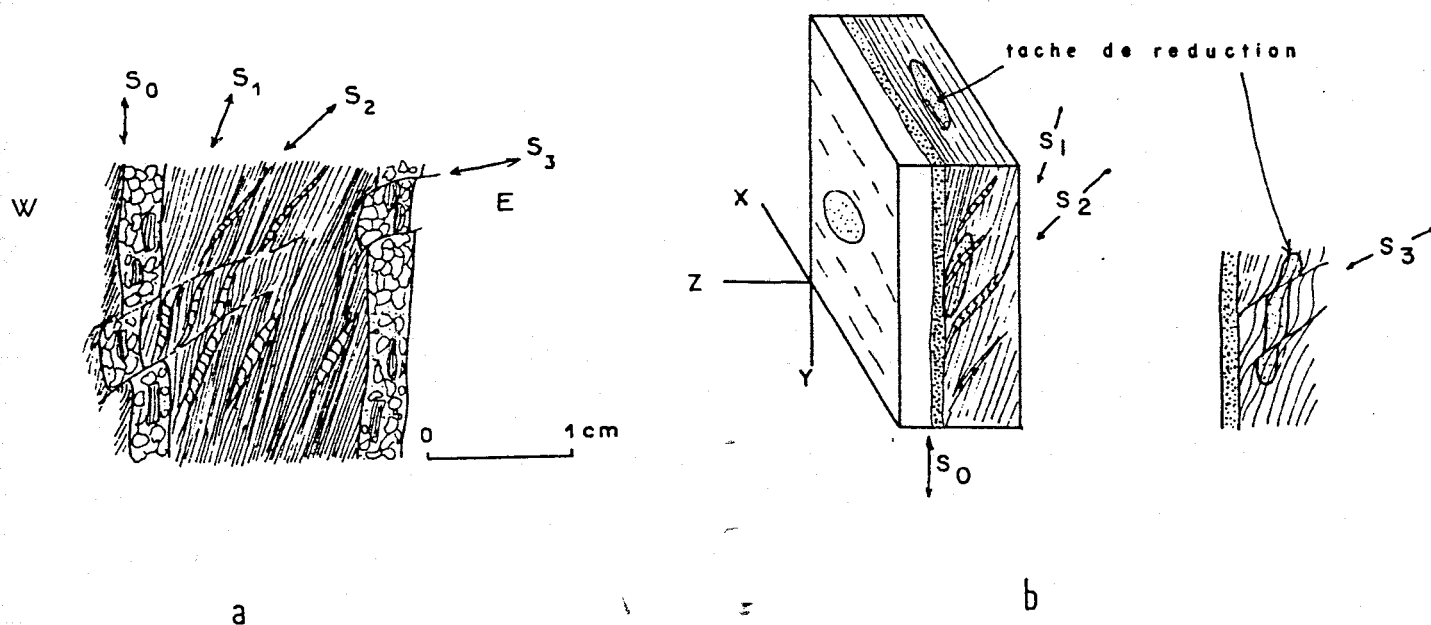


Fig. 107 - Schistes du Tazekka au col du Touahar. a : dessin d'après lame mince, disposition des clivages successifs  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ . b : bloc diagramme montrant la disposition des taches de réduction.

Dans les grauwackes fines et dans les schistes, des mesures ont été effectuées sur des grains de quartz détritiques isolés dans la matrice. Ces grains ont subi une déformation par dissolution sous pression, avec recristallisation de "barbes" quartzieuses et micacées dans les zones abritées. Les mesures effectuées sur trois échantillons A, B, C, provenant du secteur situé à l'Est du douar Bou Chfâa donnent des résultats assez voisins :

	$R_{xz}$	$R_{yz}$	K	
ANCHIZONE				
A	2,76	1,82	0,62	X B
B	3,82	2,42	0,40	X B
C	3,91	2,89	0,18	X B
EPIZONE				
D	4,34	3,03	0,21	X B

Dans les 3 échantillons, on remarque un léger étirement X parallèle à l'axe B des plis. Un échantillon provenant de l'Oued Rmila (D) montre un faciès nettement plus déformé et plus métamorphique, des recristallisations de biotite indiquant une épizone franche.

Dans les 5 échantillons étudiés, (correspondant à 5 sites différents) la déformation finie correspond à un aplatissement-élongation. La quantité de déformation indiquée par les taches de réduction est plus importante que celle indiquée par les grains de quartz détritiques : ces derniers, étant moins déformables que leur matrice, donnent une valeur par défaut. Enfin, dans tous les échantillons étudiés, l'étirement X est parallèle à l'axe B des plis. Cet étirement est très peu marqué, même dans les faciès les plus métamorphiques, où l'on n'observe pas de linéation d'étirement comme c'était le cas, au contraire dans les phyllades de Midelt.

## 6.5.2. L'UNITE DE BAB-AZHAR

### 6.5.2.1. L'épisode $D_1$

Cet épisode correspond au développement du débit schisteux parallèle à  $S_0$ . A l'échelle de toute l'unité de Bab Azhar, on remarque une variation de l'intensité de la déformation.



Dans la partie Ouest, près du contact avec le domaine occidental, on constate que c'est la fabrique sédimentaire  $S_0$  qui constitue le débit principal de la roche. Les structures sédimentaires sont bien conservées, mais les plans de stratification ne sont pas continus, ils sont interrompus par des surfaces correspondant à des glissements parallèles à  $S_0$ . Ceci est particulièrement net dans les niveaux de grès quartzites minces interstratifiés dans les pélites micacées.

Les seules structures observables sont des plis centimétriques, arrondis ou en chevrons, dissymétriques, qui indiquent des phénomènes de glissement banc sur banc. Dans les bancs compétents, ces plis évoluent souvent en chevauchement par rupture au niveau des flancs.

Il est, en fait, difficile, dans cette partie occidentale de l'unité de Bab-Azhar, de séparer nettement les structures  $D_1$  et  $D_2$ , le mécanisme dominant de la déformation étant le glissement banc sur banc.

L'examen microscopique (fig. 108) montre que le débit principal est la stratification, soulignée par des niveaux de silts d'épaisseur millimétrique. Les grains de quartz détritiques ont conservé leur forme originelle, on n'observe pas de trace de nourrissage, ni d'ombre de pression. Les micas détritiques sont aplatis selon  $S_0$ . La  $S_0$  est toujours très dilacérée, en partie par des phénomènes synsédimentaires (bioturbation), en partie et surtout, par des cisaillements obliques sur  $S_0$  passant à du glissement couche à couche avec laminage et étirement des niveaux silteux, où s'observe une amorce de boudinage. Le débit de  $S_0$  se marque mieux, il est notamment souligné par des films d'impuretés ferrugineuses qui moulent les quartz détritiques.

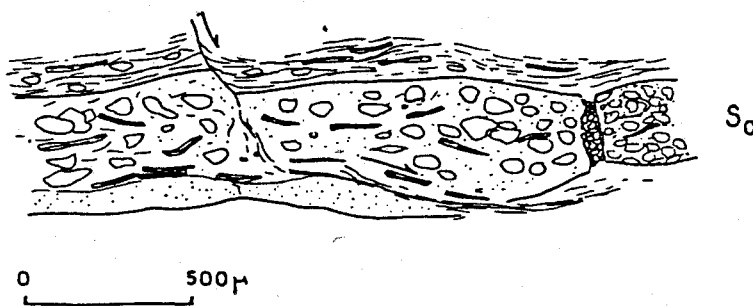


Fig. 108 - Pélites micacées ordoviciennes de l'unité de Bab-Azhar. Oued-Bou-Ayach, SE de Tleta des Zerarda.

Vers l'Est, dans la partie centrale et orientale de l'unité, en se rapprochant du contact avec les schistes du Tazekka, on constate une augmentation de l'intensité du métamorphisme. La stratification reste encore reconnaissable, les structures sédimentaires sont encore assez bien conservées. Les plans  $S_0$  ou  $S_{01}$  prennent un aspect satiné témoignant d'un début de recristallisation métamorphique. Ceci a été contrôlé par des mesures de l'indice de cristallinité des illites qui, dans cette partie de l'unité de Bab Azhar, varient de 5,5 à 5, ce qui correspond au début de l'anchizone. Des valeurs proches de l'épizone (C.I. = 4,5 à 3,5) n'ont été trouvées que dans la partie nord, dans le secteur de la maison forestière de Bab-Azhar.

Les structures strictement liées à l'épisode  $D_1$  sont relativement rares à l'affleurement. On note l'existence de charnières décimétriques à métriques de plis  $P_1$  synschisteux, dilacérées et réorientées par les cisaillement  $D_2$  (fig. 109). La schistosité  $S_1$  est un clivage pénétratif, lisse et régulier dans les pélites, plus grossier dans les grès où il isole des microlitons d'épaisseur centimétrique (fig. 109).

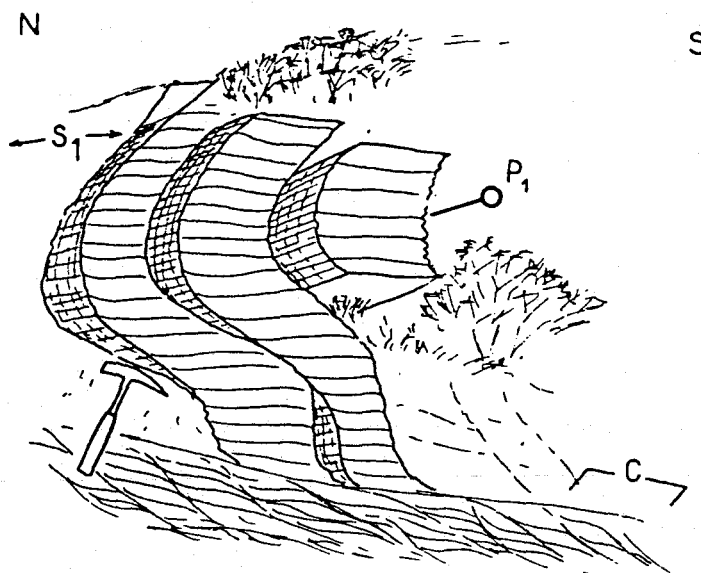


Fig. 109 - Unité de Bab-Azhar, Chabat bou Rmayer à l'Est de Bou Chfâa. Les plis  $P_1$ , dessinés par les grésopélites de l'Ordovicien sont dilacérés par des cisaillements (C)  $D_2$ .

L'examen microscopique montre une réorientation des minéraux selon  $S_{0-1}$ . Les grains de quartz sont aplatis par dissolution-recristallisation avec développement de barbes quartzo-micacées. L'apparition de sous-joints (fig. 110) marque, localement, un début de déformation plastique. Les micas blancs néoformés sont aplatis selon  $S_{0-1}$ . Les agrégats chlorite-micas présentent, en général, la disposition classique avec clivages obliques sur le débit  $S_{0-1}$ .

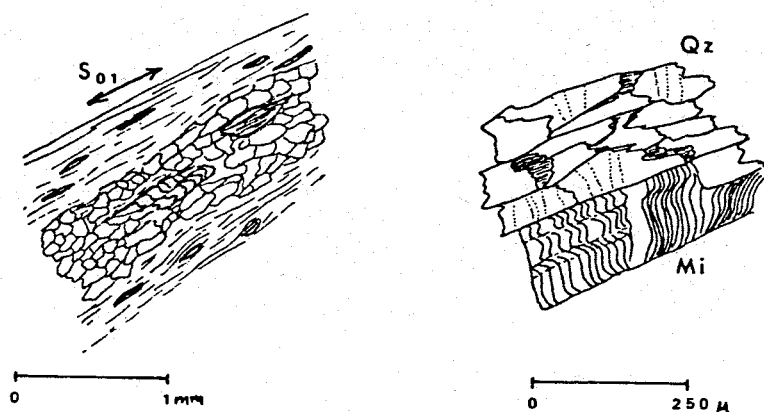


Fig. 110 - Microstructures dans les schistes ordoviciens de l'Unité de Bab-Azhar. Secteur de la maison forestière de Bab-Azhar. Litage  $S_{0-1}$  et détails montrant la déformation du quartz (Qz) par dissolution-recristallisation et des micas (Mi) par bandes de pliage.

#### 6.5.2.2. L'épisode $D_2$

Cet épisode correspond à des phénomènes de cisaillement affectant l'ensemble de l'unité de Bab-Azhar. D'une manière générale, dans cette unité les cisaillements sont très importants et conduisent à une forte désorganisation des terrains ordoviciens. Cependant, il n'est pas toujours aisé de distinguer entre les structures  $D_2$  liées à la phase antéviséenne et les structures plus tardives, post-westphaliennes. Or nous verrons plus loin que la zone de Bab-Azhar a continué à jouer le rôle de couloir de cisaillement pendant les mouvements, post-westphaliens (HOEPFFNER, 1978).

Les cisaillements se marquent, comme dans l'unité des schistes du Tazekka, par la dispersion des axes de plis  $P_1$  et des linéations  $L_{0-1}$ . Ce phénomène n'est pas toujours très visible, car les structures  $D_1$  sont relativement rares dans l'unité de Bab-Azhar. Les charnières de plis  $P_1$  sont généralement isolées en amandes tectoniques, limitées par des plans de cisaillement subparallèles au plan axial des plis. Ceci est particulièrement net dans la coupe de la Chaïbet-Bou-Rmayer, à l'Est du douar de Bou-Chfâa, dans le Nord de l'unité de Bab-Azhar (fig. 109). Comme dans les schistes du Tazekka, les axes des plis  $P_1$  et les  $L_{0-1}$ , cisailés, se situent dans des directions N90, correspondant à peu près à une position "aval-pendage" dans le plan de cisaillement.

Les paquets cisailés sont coupés de façon nette par les plans de cisaillement (fig. 111). On constate le développement de zones bréchiques, dans lesquelles des schistes ordoviciens sont broyés.

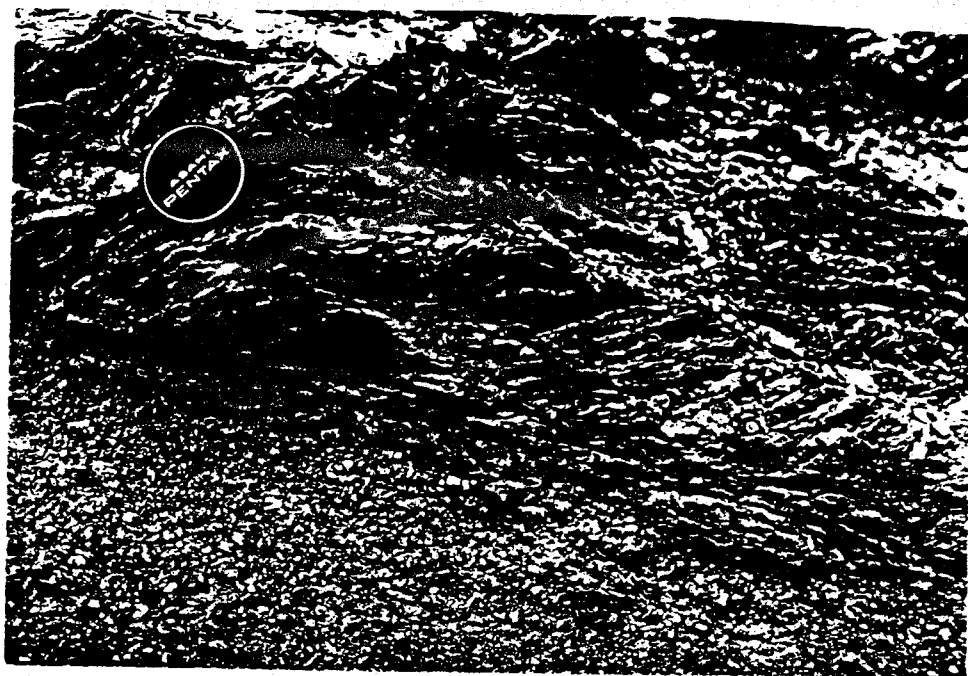
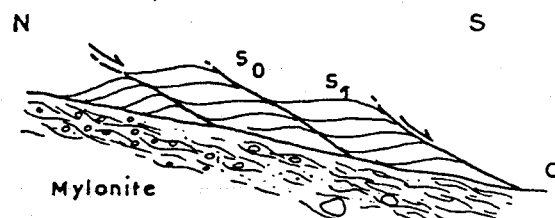


Fig. 111 - Cisaillement des schistes ordoviciens de l'Unité de Bab-Azhar (Est du douar Bou-Chfâa). Entre les plans de cisaillement majeurs (C) les schistes sont découpés en amygdales sigmoïdes. Les cisaillements secondaires se font ici selon les surfaces  $S_0$ .



Au cours de cet épisode  $D_2$  apparaissent, également, des replis  $P_2$  d'échelle centimétrique à métrique. Ils constituent les structures les plus associées à une schistosité de crénulation parallèle à leur plan axial. Comme dans le cas des plis  $P_1$ , on constate une importante dispersion des axes  $P_2$  et des  $L_{02}$  (fig. 112).

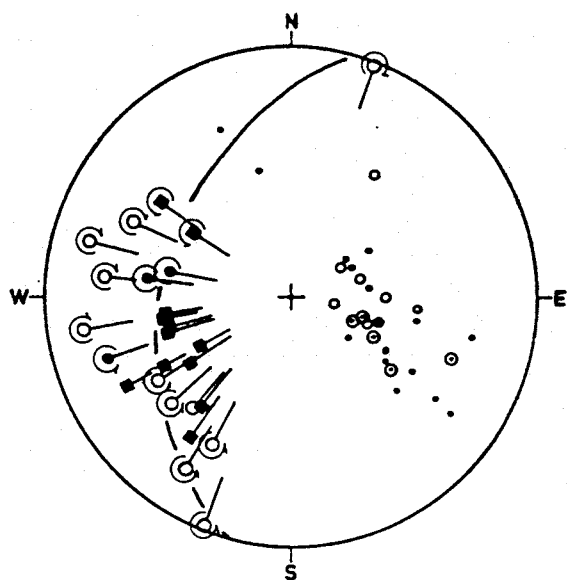


Fig. 112 - Dispersion par cisaillement des axes et des linéations des structures D<sub>1</sub> ET D<sub>2</sub>. Unité de Bab-Azhar, Chabât Bou-Rmayer (Est du douar Bou-Chfâa).

Dans la partie nord de l'unité, ces structures D<sub>2</sub> sont bien marquées et semble-t-il, peu affectées par les reprises post-westphaliennes. Près de la maison forestière de Bab-Azhar, on observe ainsi des replis P<sub>2</sub> en chevrons nettement déversés vers l'Ouest ou le NW (fig. ). Plus au Nord, dans la coupe de la Chaïbet-bou-Rmayer, ces plis P<sub>2</sub> sont dispersés et dilacérés par des cisaillements dont les plans sont en général peu pentés vers l'Est (fig. 113). L'unité de Bab-Azhar apparaît ainsi découpée en lanières, limitées par des plans de cisaillements ; dans les lanières, les schistes ordoviciens sont déformés par les plis P<sub>1</sub> et P<sub>2</sub>, dont les axes sont très dispersés.

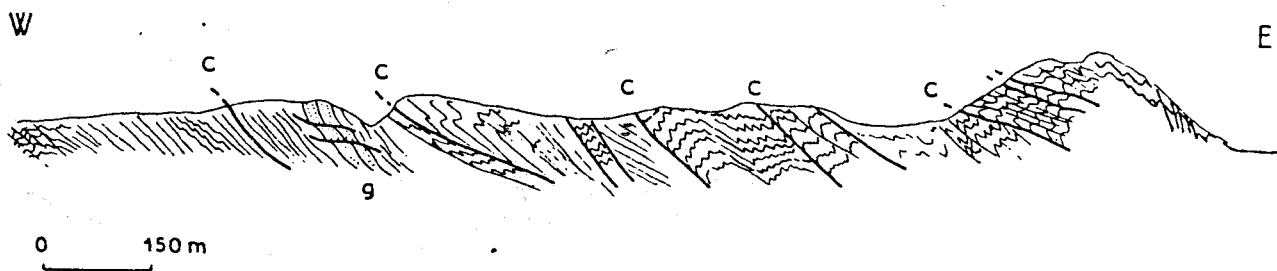


Fig. 113 - Coupe schématique dans l'Unité de Bab-Azhar à l'Est du douar Bou-Chfâa. Découpage des schistes ordoviciens en lanières limitées par des plans de cisaillement (C). La vergence des structures est vers l'Ouest.

On retrouve cette disposition dans la *partie centrale* de l'unité. Les reprises tardives ont cependant, ici, verticalisé les structures et accentué les phénomènes de cisaillement. J'y reviendrai à propos des mouvements post-westphaliens.

Dans la *partie SW* de l'unité de Bab-Azhar, près du contact avec les schistes du Tazekka, les plans de cisaillement et les plans axiaux des plis  $P_2$  ont un pendage vers le SE. Les plis  $P_2$ , subisoclinaux, sont nettement déversés vers le NW (fig. 114), les axes présentant une dispersion assez importante. Ils déforiment nettement la foliation  $S_{0-1}$  : le clivage  $S_2$  est une crénulation discrète, passant à une crénulation différenciée à l'intrados des plis.

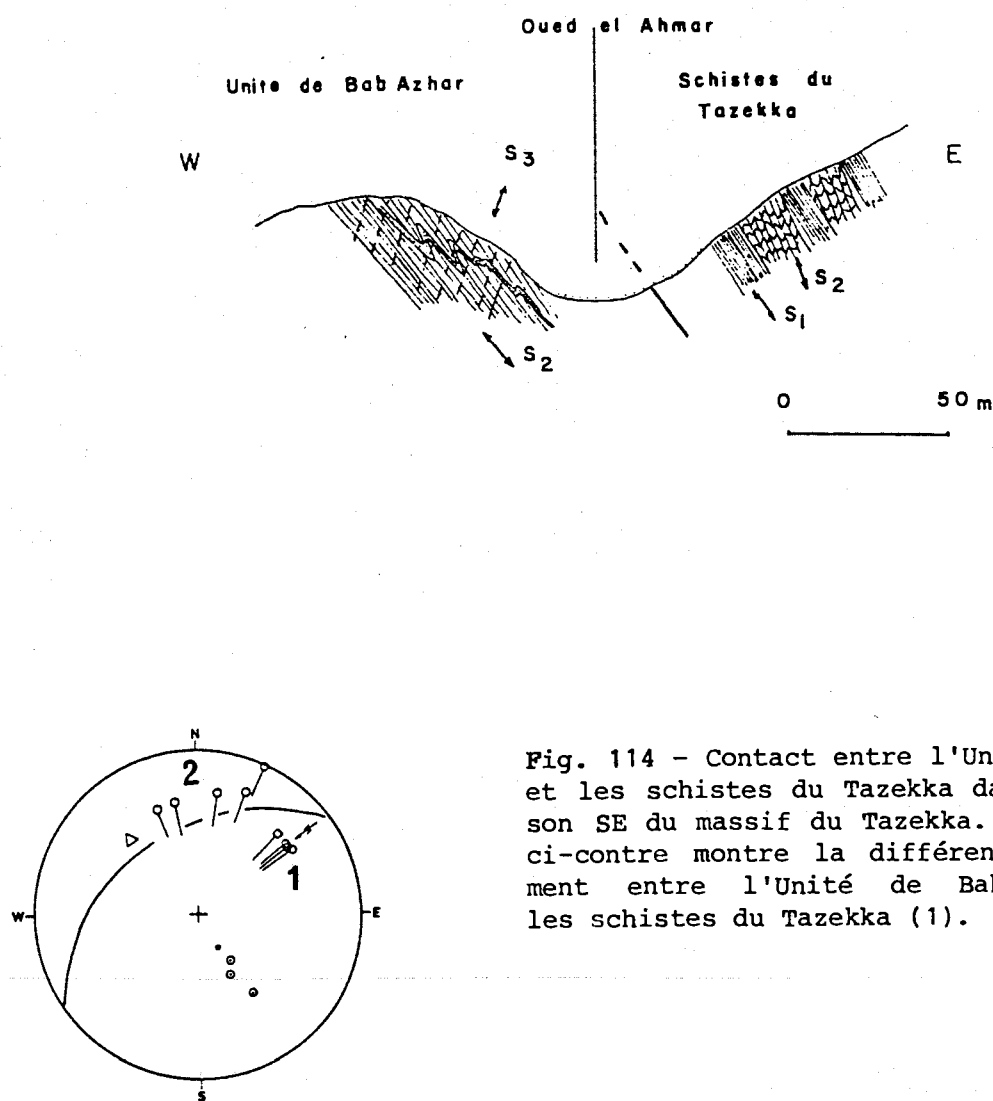
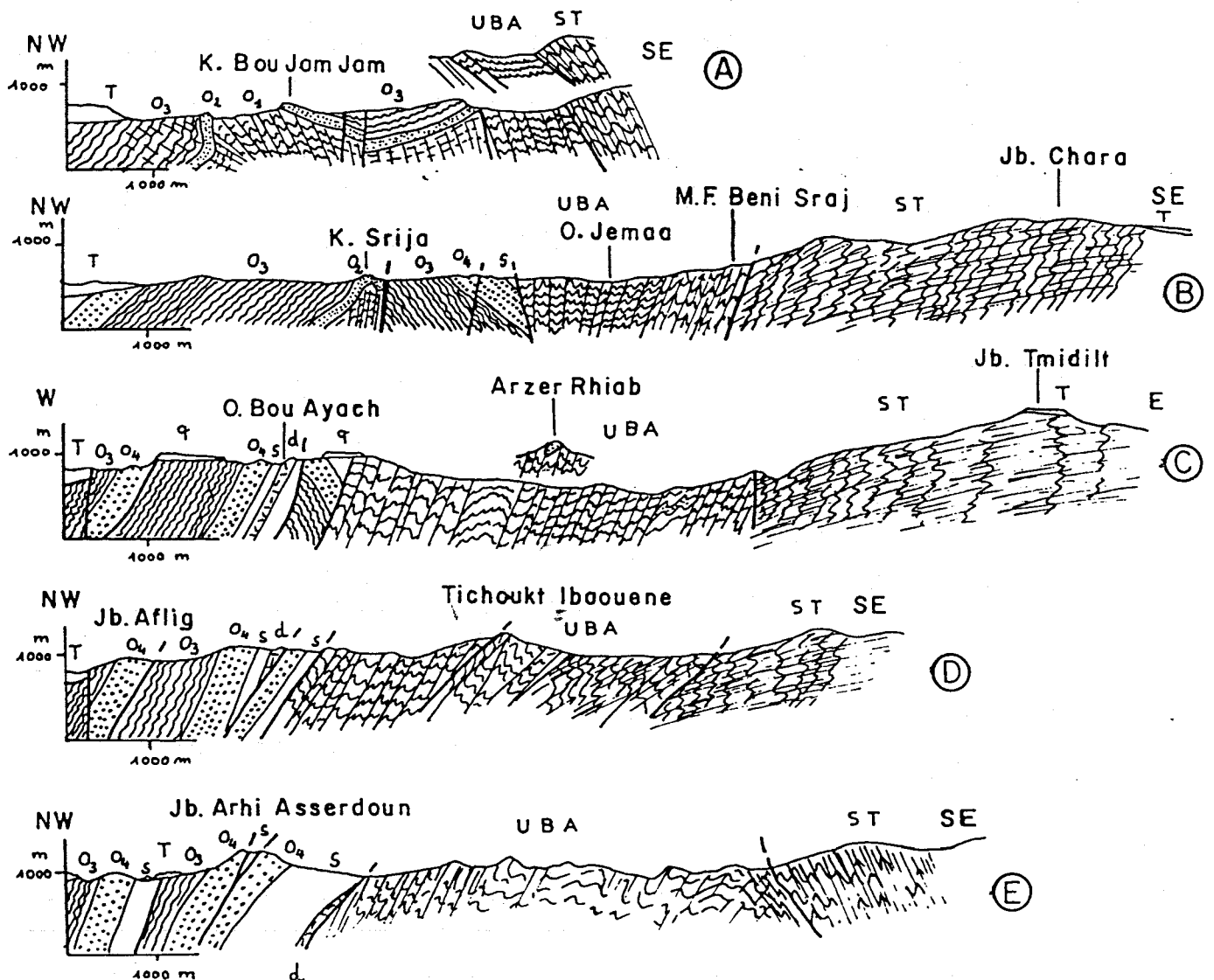


Fig. 114 - Contact entre l'Unité de Bab-Azhar et les schistes du Tazekka dans la terminaison SE du massif du Tazekka. Le stéréogramme ci-contre montre la différence de comportement entre l'Unité de Bab-Azhar (2) et les schistes du Tazekka (1).

Fig. 115 - Coupes sériees dans la bordure occidentale du massif du Tazekka, (voir fig. 5, localisation des coupes).

: volcanisme basaltique plio-quaternaire. T : Trias. d : Dévonien inférieur-moyen (formation de l'oued Bou-Ayach). s : Siluro-Lochkovien. O : Ordovicien. O<sub>4</sub> : grès quartzites de la formation du Tifarouine. O<sub>3</sub> : pélites micacées de la formation du Tehar el Brehl. O<sub>2</sub> : quartzite de la formation du Bou-Jam-Jam. O<sub>1</sub> : pélites vertes de la formation de Bou-Chfâa (Arénig-Llanvirn). UBA : Unité de Bab-Azhar (Ordovicien inférieur). S.T. : schistes du Tazekka (Ordovicien inférieur).



## CONCLUSIONS

En conclusion, l'unité de Bab-Azhar apparaît comme une zone caractérisée surtout par des cisaillements. On y observe un gradient de déformation d'Ouest en Est. La partie occidentale n'est pas métamorphique, la déformation y consiste essentiellement en des glissements banc sur banc avec développement de plis d'entraînement très dispersés. Vers l'Est, apparaît une schistosité  $S_1$ , la plupart du temps subparallèle à  $S_0$ . Dans cette partie de l'unité, il est possible de distinguer un épisode  $D_1$ , correspondant au plissement synschisteux, dans un climat de métamorphisme anchi- à épizonal, puis par un épisode  $D_2$  de cisaillement, avec dispersion des axes de plis  $P_1$ , apparition de replis  $P_2$ , eux-mêmes cisailés et dispersés.

Or, il est intéressant de remarquer que le contact entre la zone de Bab-Azhar et les Schistes du Tazekka est toujours anormal. Sur la carte (fig. ), il correspond à la limite entre les schistes ordoviciens de la zone de Bab-Azhar et les faciès lie-de-vin des Schistes du Tazekka, attribués au Cambro-Ordovicien. Dans la partie centrale du massif, ce contact est vertical : au Nord et au Sud, il est incliné vers l'Est ou le SE (fig. 115 A et E) et apparaît parallèle aux zones de cisaillement fonctionnant pendant l'épisode  $D_2$ . En tenant compte du sens de déversement des replis  $P_2$ , aussi bien dans les Schistes du Tazekka que dans l'unité de Bab-Azhar, ce contact anormal apparaît comme un chevauchement de l'Est vers l'Ouest. L'importance du déplacement n'est sans doute pas très importante, puisque les deux ensembles sont du même âge ordovicien inférieur ou cambro-ordovicien et présentent la même évolution tectonométamorphique. Par contre au sein même de l'unité de Bab-Azhar, les déplacements d'Est en Ouest par le processus de cisaillement contribuent au rapprochement des terrains métamorphisés, situés à l'Est, avec les terrains non métamorphiques, situés à l'Ouest et assurent ainsi la transition avec les terrains paléozoïques sédimentaires du domaine occidental.

### 6.5.3. L'UNITE OCCIDENTALE

L'unité occidentale du Tazekka correspond à la bordure NW du massif (fig. 5). Elle est constituée de terrains paléozoïques, dont l'âge s'échelonne de l'Ordovicien inférieur au Dévonien moyen. Ces terrains présentent la caractéristique de n'être pas métamorphiques, contrastant ainsi avec les Schistes du Tazekka et les faciès les plus orientaux de la zone de Bab-Azhar. Je décrirai brièvement les structures dans les "demi-boutonniers" de Bou-Chfâa et de Bab-Louta au Nord de cette unité et, dans la partie sud, depuis Tleta des Zerarda jusqu'à l'oued el Ahmar.

#### a) La demi-boutonnière de Bou-Chfâa

Dans la demi-boutonnière de Bou-Chfâa, c'est la partie inférieure de la série paléozoïque qui affleure. Les quartzites de Bou Jam-Jam forment un bon niveau repère soulignant la succession de replis anticlinaux-synclinaux d'échelle kilométrique (fig. 115 A). Ces plis sont déversés vers l'Ouest. Les niveaux pélitiques et grésopélitiques permettent d'observer des replis décimétriques de type chevrons ou kniks



nettement déversés, voire couchés vers l'Ouest. Dans les pélites vertes infra-quartzitiques, ces replis sont souvent cisailés le long de plans peu pentés vers l'Est. A ces structures plissées est associé un clivage de crénulation discret.

Dans ce secteur, on ne peut pas mettre en évidence d'événement antérieur à ces plis. Le litage sédimentaire constitue le plan d'anisotropie principal, surtout dans les niveaux pélitiques.

L'observation microscopique ne révèle pas non plus de structuration antérieure. La stratification  $S_0$  est soulignée par des alternances de silts et de pélites. Les minéraux ne montrent aucune trace de déformation ou de recristallisation avec le développement de la schistosité de crénulation.

#### *b) La demi-boutonnière de Bab-Louta*

Dans la demi-boutonnière de Bab-Louta, située plus au Sud, on retrouve une série paléozoïque plus complète, depuis l'Ordovicien inférieur jusqu'au Dévonien. Cette série dessine une voûture anticlinale kilométrique soulignée par les quartzites ordoviciens de la formation du Tifarouine (fig. 116). Cette structure est tardive, liée à la phase post-westphalienne. Il existe cependant, dans ce secteur, des déformations qui, par leur style, peuvent être attribuées à des mouvements précoces, antévésiéens. Ainsi, sous la Koudiat Bab Louta, les grésopélites de l'Ordovicien (formation du Tehar el Brehl) sont déformées en replis décimétriques déversés vers l'Ouest et affectés par une schistosité espacée de type crénulation (fig. 116). Ces replis, subméridiens, sont recoupés par des plans de cisaillement peu pentés qui isolent les charnières et provoquent une dispersion assez importante des axes (fig. 117). Les schistes sont découpés en amandes sigmoïdes. Ces structures sont très voisines de celles qu'on observe dans la partie occidentale de l'unité de Bab-Azhar. Elles peuvent être interprétées comme le résultat d'une disharmonie entre les séries quartzitiques et grésopélitiques de l'Ordovicien, l'ensemble de ces terrains étant soumis à un régime de cisaillement avec glissement banc sur banc. D'après la vergence des microplis d'entraînement et la forme des amandes sigmoïdes, le déplacement se fait de l'Est vers l'Ouest. A l'extrémité NW de cette demi-boutonnière de Bab-Louta, on peut observer un début d'écaillage de la série paléozoïque (fig. 116) : une écaille de grésopélites ordoviciennes renversées reposent par un contact peu incliné sur une série monoclinale allant de l'Ordovicien supérieur au Dévonien.

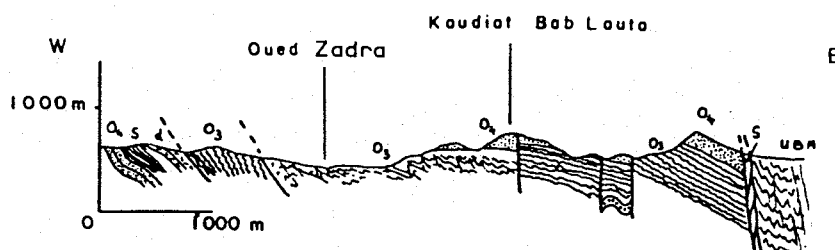


Fig. 116 - Coupe de la demi-boutonnière de Bab-Louta (légende des figurés, voir fig. 115).

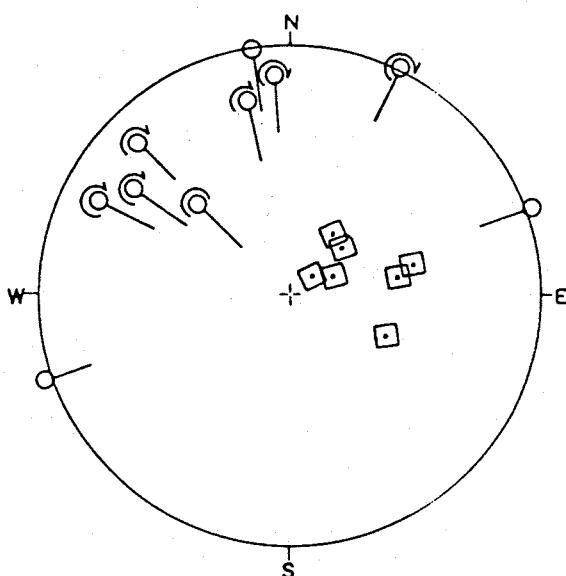


Fig. 117 - Stéréogramme montrant les plis liés aux cisaillements vers l'Ouest dans les pélites ordoviciennes de l'oued Zadra (coupe ci-dessus).

### c) Le Sud de Tleta des Zerarda

Au Sud de Tleta des Zerarda, la série paléozoïque présente une structuration générale différente de celle des deux secteurs situés plus au Nord. Cartographiquement, les terrains sont organisés en écailles tectoniques, répétant plusieurs fois la série primaire. Au Sud de la localité de Tleta des Zerarda, les couches, d'orientation N-S sont subverticales ou à pendage fort vers l'Est. En se déplaçant vers la terminaison SW du massif, les couches prennent une direction NE-SW et leur pendage s'inverse.

Entre Tleta des Zerarda et le placage secondaire de Jorf-Aïcha, on peut distinguer trois écailles, d'Ouest en Est :

-L'écaille du Jbel Aflig, constituée des grésopélites ordoviciennes de la formation du Tehar el Brehl, des quartzites du Tifarouine et d'une mince bande de Silurien inférieur (fig. 115 D).

-L'écaille du Tifarouine, qui est la plus complète, puisqu'elle est formée de toute la série paléozoïque depuis l'Ordovicien jusqu'au Dévonien. Vers le Sud, cette écaille est recoupée par le contact anormal de la troisième écaille, la plus orientale, qui fait disparaître la série dévonienne (fig. 115 C, D).

-La troisième écaille est peu épaisse, constituée par une barre de quartzites ordoviciens surmontée des argilites et phyllites du Silurien inférieur.

Au Sud du placage de Jorf-Aïcha, on retrouve le prolongement de l'écaille du Jbel Aflig et, dans le Jbel Arhi Ousserdoun, le prolongement de l'écaille du Jbel Tifarouine, qui est ici compliquée par la présence d'un lambeau de Silurien, avec répétition de la série ordovicienne, et vers le SE par une écaille de pélites micacées ordoviciennes (fig. 118 A et B).

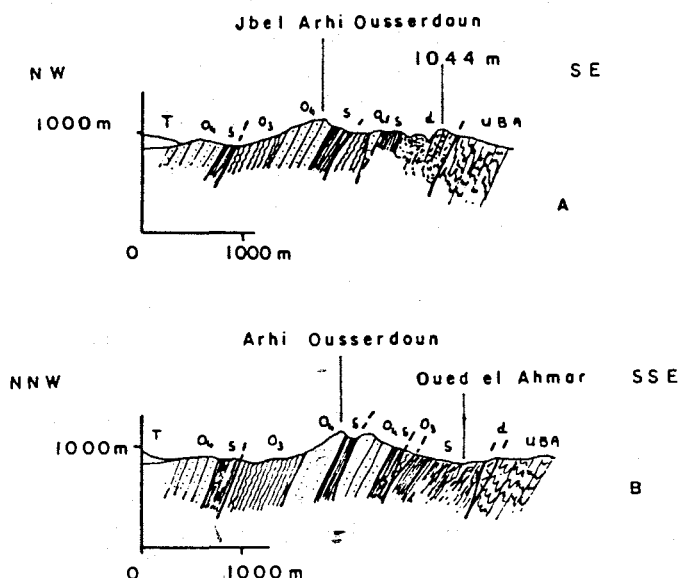


Fig. 118 A et B - Coupes dans les écailles paléozoïques de la bordure occidentale du Tazekka au Sud du placage secondaire de Jorf-Aïcha (légende des figurés, voir fig. 115).

La position subverticale ou renversée de ces écailles peut être attribuée à la phase tardive de l'orogénèse hercynienne. Par contre, les répétitions de série par écaillage, sont antérieures, elles résultent de phénomènes de cisaillement analogues à ce qui est décrit au Nord, dans la région de Bab-Louta. Il faut cependant remarquer que l'on n'observe pas de structures tectoniques mineures qui pourraient être liées au processus d'écaillage. Ce n'est que vers la limite orientale de l'unité occidentale, dans le Lochkovien et le Dévonien moyen, que l'on note des replis en chevrons métriques, associés à un clivage espacé (fig. 118 A). Ces replis pourraient être apparus lors de l'écaillage par un processus de cisaillement d'Est en Ouest et avoir été ensuite redressés lors des mouvements tardifs.

Dans l'Ordovicien, les structures sont également très rares. Il existe cependant au sein des masses quartzitiques des plis métriques irréguliers et cisailés par glissement banc sur banc. Ces plis, dissymétriques sont également à relier à l'écaillage de la série paléozoïque.

En conclusion, la genèse de ces écailles me semble pouvoir s'expliquer par un processus de type "flats ramps" : la série paléozoïque a subi un glissement d'ensemble selon des plans de charriage empruntant les surfaces de stratification  $S_0$  (flats) ; les répétitions de séries se réalisent grâce à des rampes tectoniques (ramps), chevauchements issus du charriage principal et qui recoupent la stratification (DENNIS et al., 1981). Ce type de structure est classique dans les zones externes des chaînes de montagnes, il correspond en général à des chevauchements en direction de l'avant-pays comme dans les Appalaches ou les Montagnes Rocheuses (PRICE et MOUNTJOY, 1970 ; PRICE, 1981), il rappelle aussi les écaillages au front du chevauchement du Moine en Ecosse (CLAY et COWARD, 1981). Dans ces écailles du Tazekka occidental il n'est cependant guère possible de retrouver le dispositif initial de ces "duplex", l'ensemble étant repris par les déformations post-westphaliennes.

*d) Raccord entre la zone des écailles et la partie nord de l'Unité occidentale (fig. 119).*

Au Nord, les secteurs de Bou-Chfâa et Bab-Louta correspondent à une série paléozoïque constituant sans doute une seule écaille, dont la structuration interne est assez bien marquée. Cette zone disparaît vers le Sud où l'on n'observe plus qu'une série écaillée et verticalisée, sans structures internes notables. A partir de Tleta des Zerarda, ces écailles prennent une orientation N-S et pourraient être prolongées sous la couverture secondaire jusqu'à l'extrémité Ouest de la boutonnière de Bab-Louta où l'on retrouve des écailles du Paléozoïque (fig. 116). Cartographiquement la partie nord de l'Unité occidentale semble donc se laminer vers le Sud au niveau du contact avec l'Unité de Bab-Azhar.

Ce contact, entre Unité occidentale et Unité de Bab-Azhar est toujours tectonique. Au Nord (fig. 115 A), les coupes montrent son caractère chevauchant selon des plans qui correspondent aux cisaillements  $D_2$  ; vers le Sud, ce contact se redresse et les observations de détail montrent qu'il est repris par des rejeux en décrochement dextre que j'attribue à la phase post-westphalienne (cf. chap. 7).

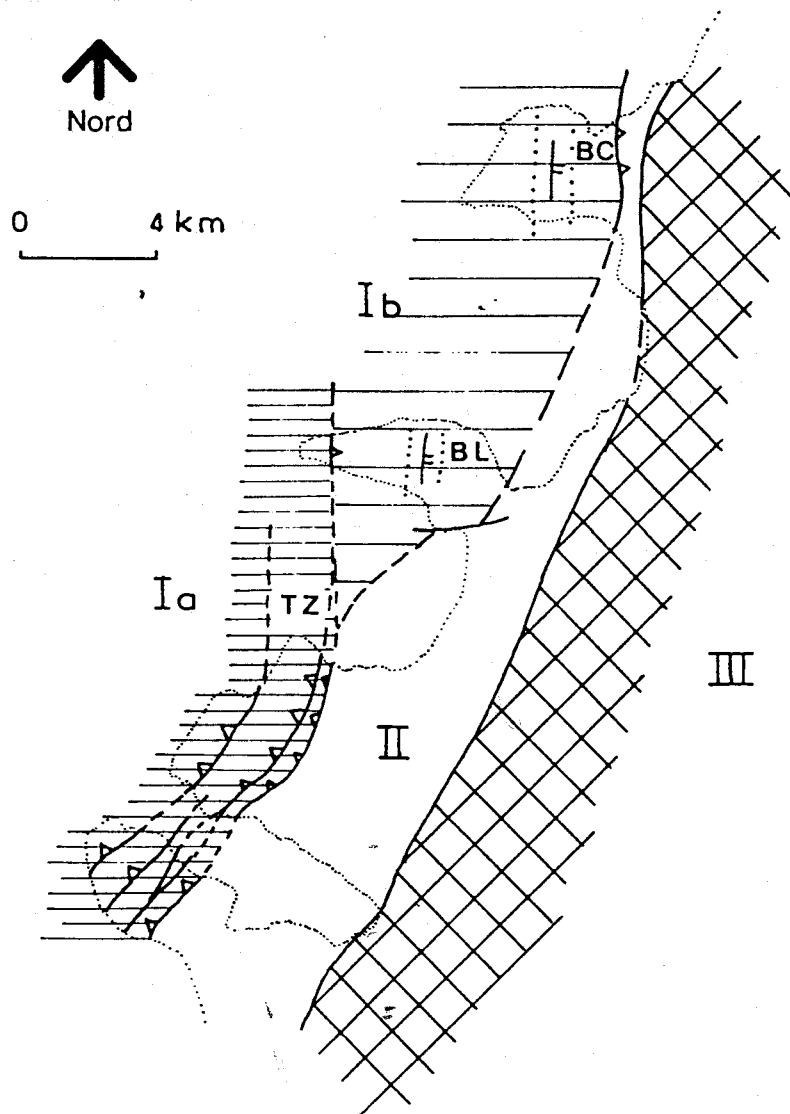


Fig. 119 - Schéma structural simplifié du Tazekka occidental montrant le raccord entre la zone des écaillés de Paléozoïque (Ia), le domaine des boutonnières de Bou-Chfâa (B.C.) et Bab-Louta (B.L.) [Ib]. II : Unité de Bab-Azhar. III : schistes du Tazekka.

#### 6.5.4. CONCLUSION SUR LES MOUVEMENTS ÉOVARISQUES DANS L'ENSEMBLE DU MASSIF DU TAZEKKA

Les 3 unités décrites dans ce chapitre 6.5 présentent chacune des caractères qui lui sont propres, mais toutes les déformations me semblent pouvoir être attribuées à des mouvements éovaristiques ou, en tout cas, antéviséen supérieur. Dans l'Unité des Schistes du Tazekka, la succession plissement + cisaillement ( $D_1 + D_2$ ) correspondant à des déversements vers l'Ouest, est certainement antérieure aux dépôts volcano-détritiques du Viséen supérieur terminal. Cette succession, ainsi que la vergence des structures correspond à ce que l'on observe dans l'Unité de Bab-Azhar où l'on note une décroissance de l'intensité de la déformation de l'Est vers l'Ouest. De même, dans l'Unité occidentale, on retrouve dans des terrains non métamorphiques une succession plissement + cisaillement à vergence Ouest et le développement d'écailles tectoniques ou duplex. Cet écaillage serait contemporain des événements tectono-métamorphiques éovaristiques des schistes du Tazekka et de l'Unité de Bab-Azhar, mais dans un domaine situé au-dessus, ou en avant, du front de schistosité de la chaîne antéviséenne.

Ces 3 domaines auraient donc subi une même tectonique antéviséenne (bretonne ou sudète), dont l'intensité décroît d'Est en Ouest. Initialement éloignés les uns des autres, ils se sont progressivement rapprochés par le jeu des cisaillements  $D_2$  correspondant à des chevauchements vers l'Ouest ou le NW (fig. 120). L'ampleur des déplacements ne peut guère être précisée, elle n'est sans doute pas très importante, les terrains ordoviciens impliqués étant de même âge et de même faciès, à l'exception des niveaux quartzitiques bien développés dans l'Unité occidentale.



Fig. 120 - Les 3 domaines structuraux du massif du Tazekka pendant les mouvements éovaristiques.

#### 6.5.5. LES BOUTONNIERES DE BSABIS ET D'EL-MENZEL

Ces deux boutonnières sont situées dans le prolongement SW du massif du Tazekka. Les terrains qui y affleurent sont d'âge ordovicien inférieur à Lochkovien, les déformations hercyniennes ne peuvent donc être datées avec certitude par rapport au Viséen supérieur, faute d'affleurements de cet étage. Il me semble cependant qu'une partie de leur structuration est précoce, éovarisque ou antéviséenne, corrélable en tout cas par le style des déformations avec ce que l'on observe dans le massif du Tazekka.

##### 6.5.5.1. La boutonnière d'El-Menzel (fig. 11)

Dans la partie centrale de la boutonnière, le Lochkovien argileux et les grès quartzites sur lesquels il repose sont en position monoclinale avec un fort pendage vers le SE. Les seules structures importantes sont des plans de cisaillements NE-SW pentés de  $40^\circ$  environ vers le SE, le déplacement le long de ces plans traduisant une tendance au chevauchement vers le NW.

Vers le NW de la boutonnière, les affleurements de schistes gris-verdâtres, probablement ordoviciens, présentent une structure plus complexe. On observe des plis centimétriques en chevrons, ou des kniks, généralement cisailés selon leur plan axial orienté N00 à N20 (fig. 121). L'asymétrie des plis indique généralement une tendance au déversement vers l'Est plus ou moins accentuée ; cependant quelques plis à déversement vers l'Est sont aussi observables. Toutes ces petites structures sont associées à des plans de cisaillement subhorizontaux de part et d'autre desquels les schistes ont un comportement disharmonique (fig. 121).

Le degré d'évolution tectonométamorphique reste toujours très modéré, les indices de cristallinité de l'illite mesurés dans ces schistes donnant des valeurs comprises entre 7,5 et 9,5, soit une diagenèse avancée.

Par sa position, les terrains qui la constituent, et sa structuration, la boutonnière d'El-Menzel semble bien équivalente à la zone occidentale du massif du Tazekka.

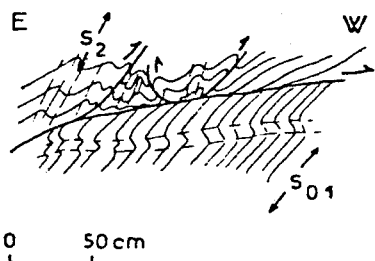


Fig. 121 - Plis cisailés dans l'Ordovicien probable du NW de la boutonnière d'El-Menzel.

##### 6.5.5.2. La boutonnière de Bsabis (fig. 11)

Deux zones structurales peuvent être distinguées dans cette boutonnière, séparées par l'accident de Bsabis-Tazekka (MORIN, 1973 ; RAUSCHER et al., 1982 ; CHARRIERE, 1983).

La zone SE est constituée par des pélites micacées vert-olive ou grises d'âge ordovicien inférieur (cf. chapitre ). Leur structuration est polyphasée. Le premier épisode de déformation conduit à l'acquisition d'un litage  $S_{0-1}$ . On n'observe pas, à l'échelle de l'affleurement, de structures plissées liées à cet épisode, ni de clivage  $S_1$  oblique sur  $S_0$ . Les seules structures visibles sont des plis en chevrons ou des kink-bands avec une schistosité de crénulation. Ces déformations sont tardives, à relier à la phase post-westphalienne.

L'observation microscopique du litage  $S_{0-1}$  montre localement des plis millimétriques intrafoliaires (fig. 122). Ces replis dissymétriques apparaissent par cisaillement selon les plans  $S_0$  ; ils sont associés à un aplatissement qui se traduit par l'apparition d'un clivage  $S_1$  recoupant leurs charnières mais, par ailleurs, parallèle à  $S_0$ . Il contribue à l'accentuation de l'anisotropie planaire selon la stratification ( $S_{0-1}$ ). Selon  $S_{0-1}$ , on n'observe qu'une bonne orientation des micas détritiques, en particulier des chlorites en fuseau. Les lits silteux sont plus ou moins dilacérés, mais on n'observe pas de boudinage au sens strict. Les grains de quartz isolés ont des formes en amandes ; sinon, dans les niveaux silteux ils gardent en général leur forme sédimentaire. Seuls certains faciès, près du contact anormal avec la zone NW montrent une amorce de dissolution sous pression avec développement de barbes micacées et des néoformations de micas blancs dans  $S_{01}$ .

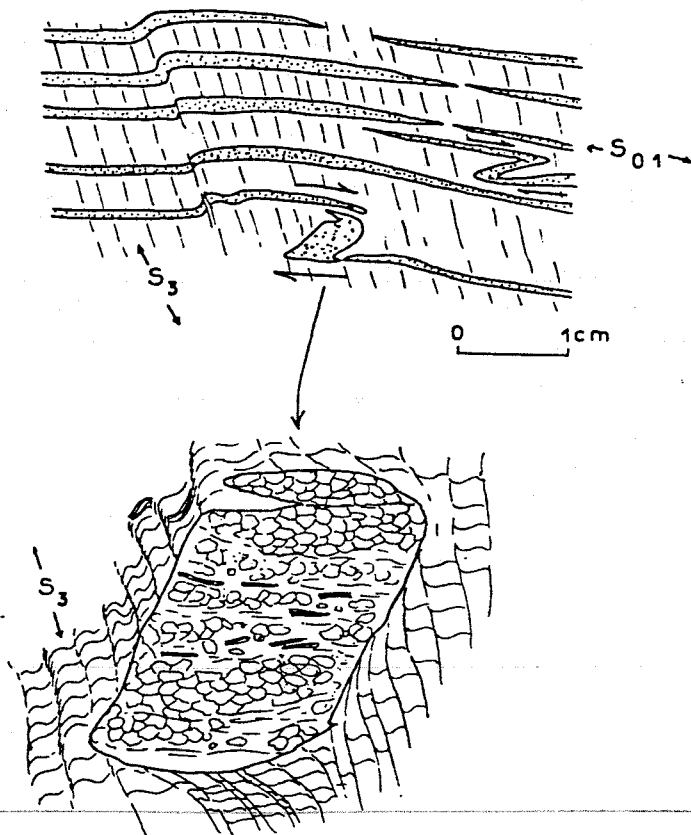


Fig. 122 - Schistes verts ordoviciens de la partie SE de la boutonnière de Bsabis. Microstructures montrant les cisaillements précoces (éovaristiques) selon  $S_{01}$  repris par une crénulation tardive ( $S_3$ ).



L'évolution métamorphique de ces schistes reste assez modérée. Les C.I. mesurées sont de l'ordre de 5, soit le début de l'anchizone. Cette zone SE de la boutonnière de Bsabis se raccorde à l'Unité de Bab-Azhar du massif du Tazekka et, probablement, à la partie occidentale de cette unité où le métamorphisme et l'intensité des déformations sont faibles, ces dernières étant caractérisées surtout par des cisaillements bancs sur bancs.

La zone NW de la boutonnière est constituée par une série paléozoïque comprenant de l'Ordovicien avec des faciès évoquant l'Ashgill, et une série siluro-dévonienne extrêmement dilacérée par des écaillages (CHARRIERE, 1983). Dans l'Ordovicien s'observe un épisode de plissement synschisteux de direction N40 à N60. La schistosité est un clivage grossier-espacé. Les axes de pli et les linéations d'intersection sont généralement subverticaux ou à fort plongement vers le NE, traduisant un phénomène de cisaillement syn- à tardi-schisteux dont le sens ne peut être précisé. Les terrains siluro-dévonien ne montrent pas de structures plicatives ou de schistosité.

Le contact anormal séparant ces deux zones est orienté NNE-SSW (fig. 11). Ce contact qui apparaît, cartographiquement, assez redressé, devait être initialement subhorizontal, superposant les schistes verts de l'Ordovicien de la zone SE aux terrains ordovico-dévonien de la zone NW. Ce contact est bien visible sur la route de Tazouta (CHARRIERE, 1983).

Dans le talus ouest de la route (fig. 123) les schistes verts à lentilles de grès limoniteux à cone-in-cone reposent par un contact anormal penté de 20 à 30° vers l'Est sur des schistes gris et des grès microconglomératiques à cachet ordovicien supérieur, eux-mêmes en contact anormal sur des pélites noires du Silurien supérieur. Les cisaillements découpant les grès de l'Ordovicien supérieur peuvent s'interpréter en terme de rotation associée au chevauchement de l'Est vers l'Ouest des schistes verts.

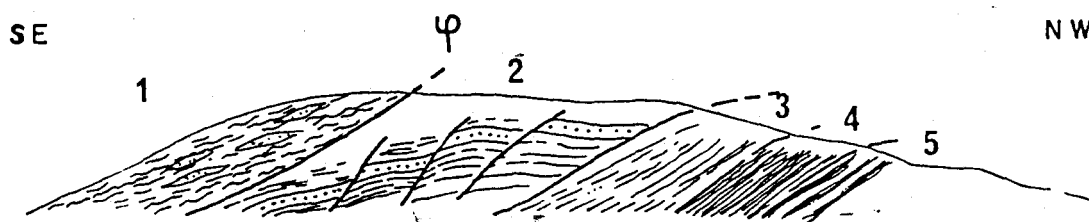


Fig. 123 - Coupe schématique du talus ouest de la route de Tazouta dans la boutonnière de Bsabis. 1 : Ordovicien inférieur, pélites micacées à lentilles cone-in-cone. 2 : schistes et grès grossiers microconglomératiques (Ordovicien supérieur). 3 : schistes gréseux ocreux, en plaquettes. 4 : schistes argileux noirs. 5 : schistes noirs, siliceux.

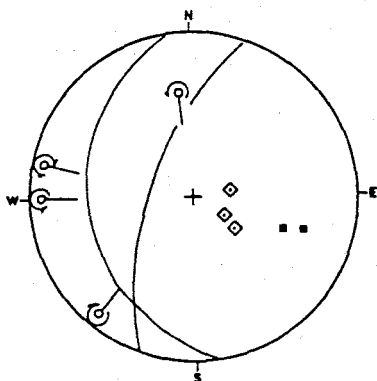
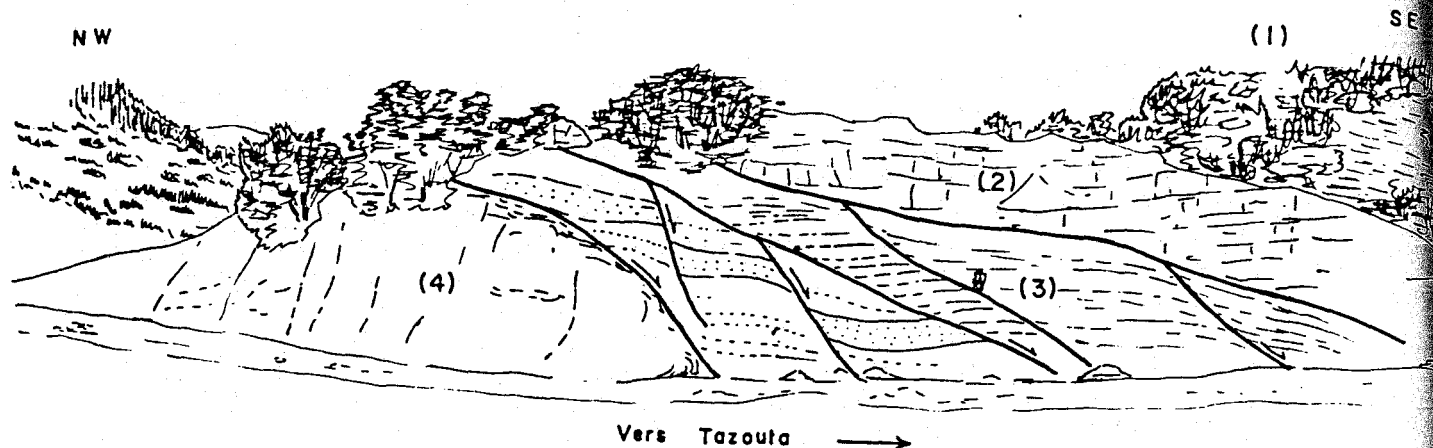


Fig. 124 - Talus est de la route de Tazouta dans la boutonnière de Bsabis, montrant le contact anormal entre les pélites micacées de l'Ordovicien inférieur (1) et des faciès de l'Ordovicien supérieur [(2) : grès-quartzites. (3) : schistes argileux ocrés à dragées de quartz, grès grossiers] et du Siluro-lochkovien. [(4) : schistes argileux, gris ou noirs]. Le stéréogramme ci-contre montre la géométrie des plans de cisaillement et des microplis observés dans les faciès (3).

Dans le talus est (fig. 124), on observe une disposition analogue avec cependant une lame de quartzites, probablement ordoviciens, coincée entre les schistes verts à lentilles cone in cone et le siluro-dévonien qui, ici, est aussi découpé en amygdales sigmoïdes par des plans de cisaillement greffés sur le contact chevauchant principal. L'interprétation en termes de rotation dans les amygdales (VIALON et al., 1976) montre que le chevauchement se fait de l'Est vers l'Ouest. Au niveau de ce contact, on note la présence de replis centimétriques à décimétriques très dispersés. Dans les niveaux quartzitiques, notamment, les plis sont subisoclinaux et dispersés, avec cependant un regroupement selon la direction N90-100 (fig. 124), le plan axial est subhorizontal, parallèle au contact normal.

#### 6.5.5.3. Conclusions

Les déformations observées dans les boutonnières d'El-Menzel et de Bsabis sont de même style que celles de la partie ouest du massif du Tazekka. Les quelques affleurements d'El-Menzel évoquent la zone occidentale du Tazekka. A Bsabis, on aurait le contact entre la zone de Bab-Azhar au SE et le Paléozoïque de la zone occidentale au NW. Par rapport au Tazekka, où les structures sont généralement redressées, le contact anormal est ici nettement chevauchant avec un sens de déplacement de l'Est vers l'Ouest.

Si l'on considère enfin l'ensemble Tazekka - El-Menzel - Bsabis, la continuité entre les différentes boutonnières apparaît assez bien, les zones structurales définies dans le Tazekka se prolongeant vers le SW. L'accident de Bsabis-Tazekka défini par MORIN (1973) apparaît clairement. Son importance ne doit cependant pas être exagérée. Il correspond au rapprochement de terrains dont l'âge et le faciès sont semblables, seuls le degré de métamorphisme et l'intensité des déformations augmentant d'Ouest en Est. Cette variation, sans doute progressive pendant les premiers épisodes de déformation, apparaît brutale par suite des chevauchements tardifs. Il n'en reste pas moins que cette zone d'accidents joue un rôle important pendant les mouvements antévisséens en contribuant au rapprochement entre la Meseta occidentale et la Meseta orientale, la limite entre ces deux domaines passant au niveau de l'actuel Moyen-Atlas. Je reviendrai sur le problème de cette limite à propos des rapports entre les zones Bsabis-Tazekka et Azrou-Khénifra (§ 6.7.2.).

## 6.6. LES ECAILLAGES DE LA REGION D'OUJDA

Pour clore ce chapitre sur les déformations éovariscques en Meseta orientale, il reste à envisager la région d'Oujda où affleurent des terrains paléozoïques dans lesquels sont décrites des structures antévisséennes. Pour HUVELIN (1970), les terrains ordoviciens à dévoniens sont structurés en écaillages tectoniques associées à un olistostrome et pourraient constituer une nappe de glissement analogue à celles connues dans les Jebilet orientales et dans l'Est du Maroc central.

L'âge antévisséen de ces écaillages est déduit du contraste entre les terrains antévisséens, à structuration complexe, et les terrains carbonifères (Viséen supérieur à Westphalien) dont les structures sont relativement simples (synclinal de Jerada). VALIN (1979), dans sa cartographie du Paléozoïque des Monts d'Oujda décrit un olistostrome d'âge tournaisien à viséen inférieur. Il ne parle pas de nappes car pour lui, les pélites vertes qu'HUVELIN interprétait comme des lambeaux tectoniques, sont d'âge carbonifère et constituent le remplissage d'un bassin de flysch à blocs. VALIN distinguait également un plissement synmétamorphique antérieur aux couches volcano-détritiques du Viséen supérieur. La datation paléontologique de l'Ordovicien dans les Zekkara (DESTEUCQ et FOURNIER-VINAS, 1984) permet de confirmer la présence de lambeaux allochtones associés à un olistostrome et rend donc plus plausible la présence d'écaillages, voire de nappes.

J'examinerai ici les principaux affleurements de terrains antévisséens de la région d'Oujda en décrivant les déformations qui peuvent être interprétées comme des mouvements précoces "antévisséens".

### 6.6.1. LA BOUTONNIERE DE KOUDIAT-TOUILA OU BENI-OUKIL

Les affleurements de la Koudiat-Touila ou des Beni-Oukil ont été décrits par HUVELIN (1970, 1977), comme une répétition d'écaillages de terrains ordovico-siluriens, les limites entre les écaillages étant marquées par des phanites du Llandovery.

La coupe E-W de la Koudiat-Touila (fig. 125) montre effectivement la réapparition, à l'Ouest du sommet 855 m, de schistes noirs à andalousite qui peuvent être interprétés comme des faciès métamorphiques du Silurien, une écharde de quartzite ordovicien étant coincée au niveau du contact anormal. Une disposition analogue se retrouve dans la colline située à 500 m au NE du point coté 855 de Koudiat-Touila.

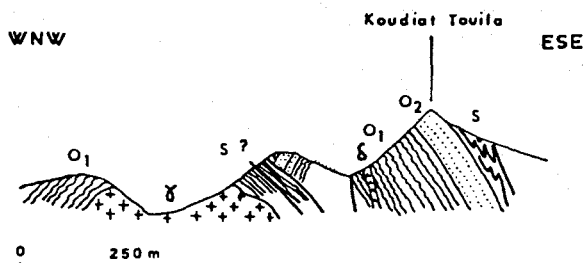


Fig. 125 - Coupe schématique de Koudiat-Touila. S : phtanites siluriens plissés. O<sub>2</sub> : quartzites de l'Ordovicien supérieur. O<sub>1</sub> : pélites micacées, psammites de l'Ordovicien. γ : granite tardi hercynien de Beni-Oukil. δ : filon de microdiorite.

Mis à part ces observations, il est intéressant de noter l'existence d'une forte disharmonie entre l'Ordovicien constitué de psammites et de quartzites et le silurien argileux. Les phtanites siluriens de Koudiat-Touila sont affectés de plis métriques isoclinaux à plan axial peu incliné (fig. 126). Ces plis ont une orientation subméridienne (fig. 127), leur sens de déversement ne peut être précisé. Ils sont antérieurs à des flexures et chevrons centimétriques à métriques d'axe N40 à N80, déjetés vers le NNW et qui correspondent à des structures post-westphaliennes. Le plissement isoclinal observé dans les phtanites correspond donc bien à une phase précoce dont l'âge exact ne peut cependant être connu. En ce qui concerne l'interprétation de ce plissement, il est très probablement lié aux écaillages décrits par HUVELIN. Ceux-ci correspondraient à un cisaillement banc sur banc avec décollement au niveau des argilites siluriennes et plissement disharmonique des niveaux de phtanites. Le niveau structural où se produit cette déformation est très superficiel. La déformation des phtanites se fait par flexion et glissement banc sur banc. On n'observe jamais de schistosité, le litage sédimentaire constitue toujours le débit principal. Au microscope, mis à part les recristallisations liées au métamorphisme thermique du granite des Beni-Oukil on ne note aucune trace de déformation pénétrative, les minéraux des argilites micacées conservant leur forme initiale.

#### 6.6.2. LES ZEKKARA

La boutonnière des Zekkara permet de mieux cerner le problème des déformations éovariques dans la région d'Oujda. Une coupe N-S dans la moitié ouest de la boutonnière montre, au-dessus de la série cambro-ordovicienne (qui peut être considérée comme continue), un ensemble d'écailles de terrains ordoviciens à dévoniens. Cet ensemble est limité à sa base par un contact anormal qui se suit assez bien cartographique-

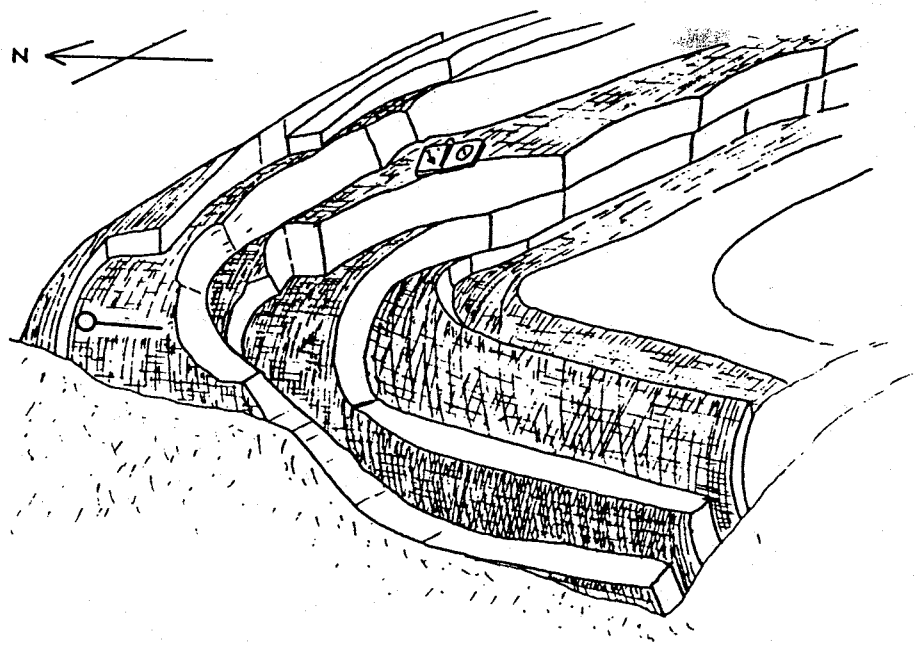


Fig. 126 - Repli isoclinal métrique dans les phyllonites siluriens. Flanc nord de Kouidiat-Touila.

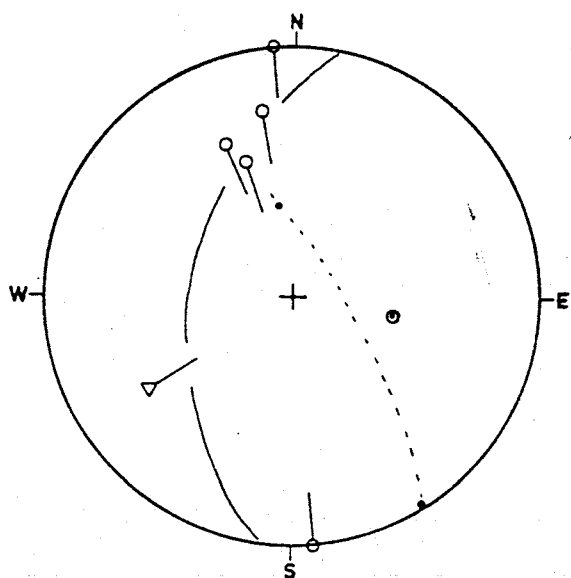


Fig. 127 - Stéréogramme montrant la disposition des plis isoclinaux disharmoniques dans les phyllonites de Kouidiat Touila (fig. 126) repris par des ondulations N 50.

ment (fig. 3). Il est orienté N100 au sud du point coté 1091, où il passe au sein des pélites ordoviciennes ; vers l'Ouest, il devient subméridien tandis que son pendage diminue et au Jbel Touount, l'Ordovicien repose directement, en contact anormal, sur le Cambro-Ordovicien (fig. 128).

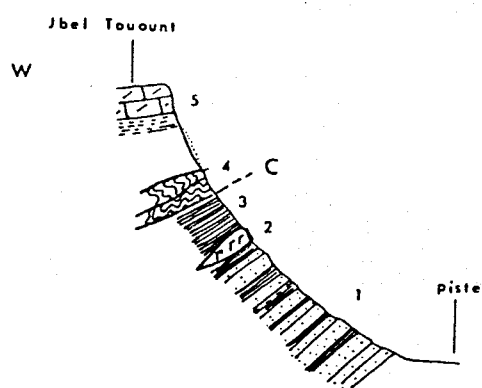


Fig. 128 - Ovest des Zekkara. Coupe du versant est du Jebel Touount. Contact anormal (C) entre les pélites micacées microplissées, ordoviciennes (4) et le Cambro-Ordovicien probable. 1 : arénites, grauwwacks et pélites grises. 2 : lentilles de gabbros. 3 : shales vert-olive et violets. 4 : pélites micacées verdâtres, plissées. 5 : série secondaire, Trias et Lias.

Le long de la coupe N-S (fig. 129) on distingue tout d'abord au Sud du contact anormal, deux alignements de lames de calcaires dévoniens. Ces lames décimétriques à métriques sont en contact tectonique avec des argilites micacées de l'Ordovicien inférieur. Au point coté 979 m (fig. 26) les calcaires dévoniens se présentent comme une klippe, les plans de stratification sont subhorizontaux, vers la base les bancs sont dolomitisés. Le lambeau de Silurien coincé sous les calcaires est d'interprétation délicate, je ne peux préciser s'il est en position tectonique ou si les calcaires du Dévonien moyen sont directement transgressifs sur le Silurien inférieur.

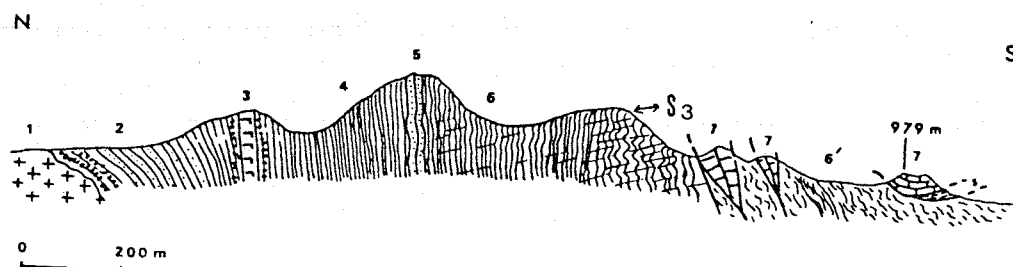


Fig. 129 - Coupe schématique N-S dans la partie W de la boutonnière des Zekkara. 1 : granodiorite des Zekkara. 2 : arénites, grauwwacks et pélites (Cambro-Ordovicien). 3 : sill de gabbro. 4 : shales et grésopélites vertes et violacées (Cambro-Ordovicien). 5 : grès à laminations. 6 : pélites micacées verdâtres (Ordovicien probable). 7 : écaillés de calcaires dévoniens inférieurs. 6' : pélites micacées ordoviciennes tectonisées.

Le contact entre l'Ordovicien et les calcaires dévoniens est toujours anormal. Les différents auteurs (VALIN, 1979 ; DESTEUQ et FOURNIER VINAS, 1981) ont interprété ces zones comme des olistostromes, les blocs de calcaires étant des olistolites. Il faut cependant remarquer que dans cette partie de la coupe, on n'observe jamais le faciès classique des olistostromes, c'est-à-dire des pélites ou argilites écailleuses emballant des blocs d'âge varié. La zone de contact entre les calcaires et les pélites ordoviciennes est jalonnée par une brèche constituée uniquement d'éléments centimétriques de psammites ordoviciens. Ce type de brèche se retrouve également dans les terrains ordoviciens eux-mêmes, séparant des lames de pélites micacées.

L'examen microscopique de ces brèches montre des éléments de silts, en plaquette ou en boule, des éléments de psammites dont la stratification  $S_0$  est toujours bien reconnaissable, des éléments d'argilites fines. Ces fragments, centimétriques, proviennent clairement de la désorganisation des sédiments ordoviciens. La matrice qui les réunit est peu abondante, il s'agit d'argilite et de grains de quartz provenant probablement de la désagrégation des niveaux gréseux ou silteux intercalés dans les psammites. Cette brèche est schistosée. Un clivage espacé affecte la matrice et les éléments ; suivant la nature pétrographique de ceux-ci, on a une schistosité grossière ou lisse. A l'intérieur des microlithons, la fabrique reste faible, on n'observe que rarement des phénomènes, de dissolution sous pression.

Par sa position, cette brèche est directement liée à l'écaillage des terrains ordoviciens à dévoniens. Elle est recoupée par un clivage de crénulation associé à des plis, qui d'après leur orientation me semblent liés à la phase post-westphalienne (synclinal de Jerada). L'écaillage, plus précoce se réaliserait par des cisaillements sub-parallèles à la stratification avec développement de brèches par dislocation des niveaux de psammites. La désorganisation du Silurien et du Dévonien résulterait du même phénomène, mais à une échelle plus grande.

Dans la terminaison SW de la boutonnière, au Sud de Sidi Mohammed (fig. 3), le talus est de la piste montre deux lames d'Ordovicien séparées par des argiles à blocs constituant l'olistostrome carbonifère (chap. 5-4 et fig. 43). Des replis centimétriques à décimétriques sont bien visibles dans l'Ordovicien. Ce sont des plis anguleux ou arrondis d'axes N60 à N90 déjetés vers le Nord et souvent cisailés selon leur plan axial. Des dispersions importantes s'observent près des contacts entre les écailles où les plis peuvent prendre des directions subméridiennes. On n'observe pas de schistosité associée à ce plissement. L'écaillage se fait le long de plans de cisaillement à faible pendage vers le Sud, auxquels tendent à se paralléliser les surfaces  $S_0$  des pélites ordoviciennes. Il est clair ici que l'écaillage de l'Ordovicien est postérieur à l'olistostrome. Nous avons vu au chap. 5.4. que cet olistostrome est contemporain de l'activité volcanique du Viséen.

Si l'on considère l'ensemble de la coupe, on constate que du Nord au Sud les écaillages présentent la même disposition : orientation E-W des écailles, pendage vers le Sud. La déformation se fait par cisaillement dans des conditions superficielles : les indices de cristallinité de l'illite mesurés varient de 12 (diagenèse), dans l'Ordovicien du SW à 9 et 5,5 (diagenèse, limite anchizone), en se rapprochant de la

limite Nord de l'ensemble écaillé. (Cette variation est tardive, elle est liée à la mise en place des granodiorites du Nord des Zekkara et au plissement synschisteux post-westphalien qui ne se développe que dans le Nord de la coupe). L'âge des écaillages doit être discuté, ils sont antéschisteux au Nord, donc antérieurs aux plissements post-westphaliens ; au Sud, ils impliquent l'olistostrome viséen et lui sont donc postérieurs. Deux cas peuvent être envisagés :

- Tous les écaillages des Zekkara sont contemporains. Ce seraient donc des mouvements hercyniens précoces postérieurs à l'olistostrome mais antérieurs aux dépôts sédimentaires du Viséen supérieur au Westphalien de Jerada, qui ne sont pas impliqués dans ce type de structure. Ils pourraient donc être intraviséens.

- Tous les écaillages ne sont pas contemporains. La désorganisation des séries de l'Ordovicien au Dévonien serait précoce, antérieure ou contemporaine de la formation de l'olistostrome. Les écaillages du SW de la boutonnière impliquant les schistes à blocs seraient liés à la phase post-westphalienne, les structures plissées qui les affectent ont des directions analogues à celles de la phase post-westphalienne de Jerada.

#### 6.6.3. LES BOUTONNIERES DE GUENNFOUDA ET JORF OUAZZENE

A l'Est des Zekkara, le Paléozoïque réapparaît tout d'abord dans les petites boutonnières de Guennfouda. Celle qui est située à l'Est de la route Oujda - Aïn - Beni - Mathar montre, dans sa partie sud, le contact entre un ensemble de grès quartzites et de schistes verts ordoviciens et un olistostrome typique avec des pélites écailleuses plissotées emballant des lames décimétriques à métriques de phtanites siluriens et de grauweekes verdâtres. L'ensemble ordovicien est écaillé, les limites entre les écailles étant soulignées par des lambeaux de phtanites siluriens. Cette disposition apparaissait déjà sur les coupes de OWODENKO (1976) [fig. 130 A].

A Jorf Ouazzène, les affleurements situés le long de la piste Touissit - Oujda permettent de retrouver les écaillages antéviséens ou intraviséens. Dans la partie sud de la coupe, entre les tables jurassiques de Jorf Rharbienne et Jorf Aïn Dalia, affleure l'olistostrome que j'ai déjà décrit au chapitre 5.4.. Il s'agit de pélites écailleuses avec des niveaux de grauweekes disloqués, des blocs de phtanites siluriens et des psammites ordoviciens déjà plissés (cf. fig. 44). Vers le Nord, sans que le contact avec l'olistostrome soit visible, affleure une succession de terrains ordoviciens à siluriens écaillés. La disposition en écailles est cependant ici beaucoup moins claire que dans les Zekkara. Cartographiquement, les niveaux repères correspondant aux phtanites et aux grès-quartzites de l'Ordovicien sont discontinus, indiquant une dislocation importante selon une direction à peu près E-W.

---

Les écaillages des Zekkara sont décrits en détails par HOUARI (1987). Pour cet auteur, l'essentiel des mouvements est intraviséen supérieur.



Les observations de terrain indiquent toujours des répétitions de la série stratigraphique. Ceci est bien visible dans la coupe de l'Aïn-Rhoula (fig. 130). Cette coupe a été décrite par G. LUCAS qui y voyait une série en partie silurienne (1942) puis une discordance du Dévonien sur le Silurien (1952). HUVELIN (1970) y mentionne des terrains ordoviciens (psammites et argiles microconglomératiques) et siluriens (phtanites) écaillés. Cet écaillage apparaît bien sur la coupe : il se marque par un laminage important des niveaux de phtanites dont l'épaisseur est très variable, de quelques décimètres à plusieurs mètres et, comme dans les Zekkara, par une bréchification des psammites ordoviciens. La disposition initiale des écailles est cependant délicate à retrouver car la tectonique post-westphalienne est ici assez intense avec des plis synschisteux E-W qui redressent les couches à la verticale et des cisaillements qui accentuent considérablement la dilacération initiale. Vers le Nord, au-delà de la bande écaillée de l'Aïn-Rhoula, on n'observe plus que des pélites micacées de faciès ordovicien, déformées par les plis post-westphaliens. A la fin de la coupe, après une zone sans affleurements, on atteint le Jbel-Aourir où l'on retrouve des calcaires du Dévonien moyen (LUCAS, 1942) dont VALIN (1979) fait des olistolites emballés dans des schistes à blocs. En fait, là encore, comme dans les Zekkara, ces calcaires forment des écailles en contact tectonique avec des schistes lie-de-vin ou verdâtres. Je n'ai pas observé de faciès de schistes à blocs dans ce secteur.

Les phtanites qui constituent la colline au Sud de la piste montrent des plis isoclinaux, arrondis ou anguleux de type concentrique, sans schistosité. Ces plis sont tout à fait analogues, par leur style, à ceux décrits à Koudiat-Touila, ils pourraient être précoces (fig. 131).

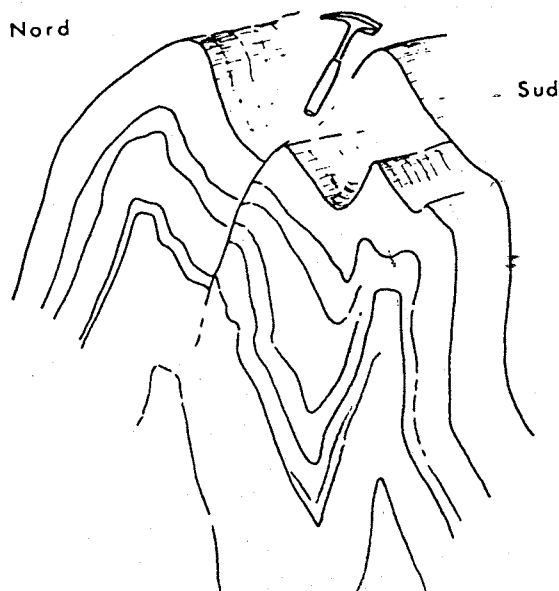


Fig. 131 - Replis dans les phtanites siluriens. Colline au Sud de l'Aïn Rhoula (voir fig. 130 B).

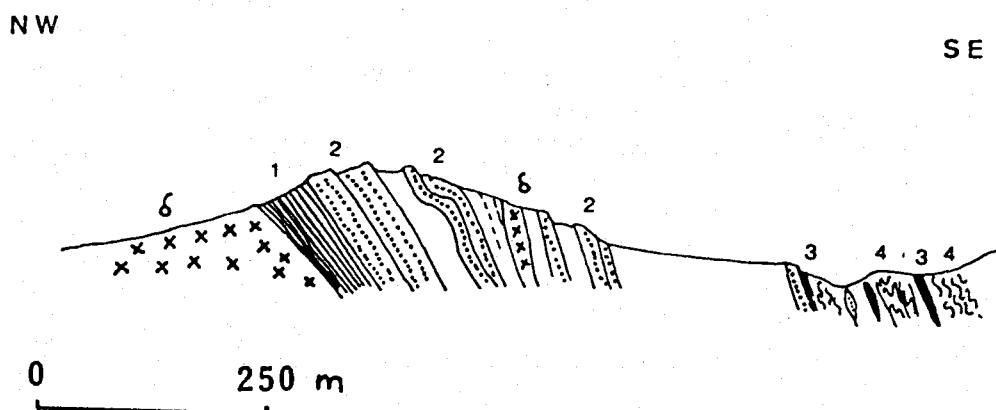


Fig. 130 A - Coupe schématique à l'extrémité SW de la boutonnière de Guenfouda Est. 1 : schistes siliceux gris-vert (Ordovicien ?). 2 : grès et grès-quartzites (Ordovicien ?). 3 : lames de phtanites siluriens. 4 : olistostrome, pélites écailleuses plissotées à éléments de grès, grauweekes et phtanites. 6 : microdiorites.

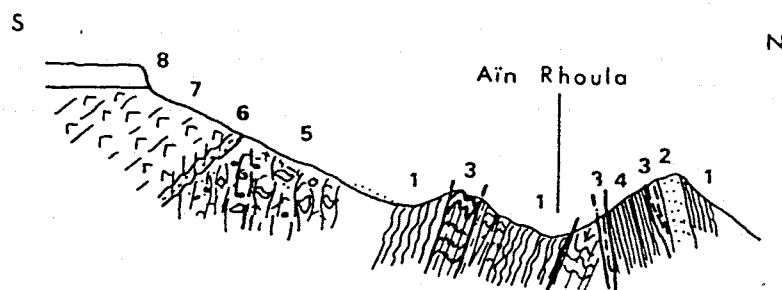


Fig. 130 B - Coupe schématique du Sud de la boutonnière de Jorf Ouazzène. 1 : pélites micacées verdâtres (Ordovicien). 2 : grès grossier localement microconglomératiques (Ordovicien supérieur). 3 : phtanites siluriens. 4 : pélites vertes et silts (Dévonien ?). 5 : olistostrome. 6 : tufs et tuffites (Viséen). 7 : brèches dacitiques (Viséen). 8 : couverture secondaire de Jorf Aïn Dalia (Trias-Lias).

#### 6.6.4. CONCLUSIONS

Pour conclure sur les affleurements de la région d'Oujda on peut retenir les points suivants :

La série paléozoïque, qui s'échelonne de l'Ordovicien inférieur au Dévonien moyen, est complètement désorganisée par des cisaillements banc sur banc qui aboutissent à l'écaillage de la série. Les structures associées à ces cisaillements sont rares : replis isoclinaux disharmoniques dans les phanites, brèches tectoniques monogéniques dans les pélites ordoviciennes, rares plis dissymétriques dans l'Ordovicien. Le niveau structural est élevé, nettement au-dessus du front de schistosité. L'évolution minéralogique contemporaine, indiquée par la cristallinité de l'illite dans les sédiments ordoviciens, loin des intrusions tardives, reste dans le domaine de la diagenèse.

- Cette tectonique initiale est suivie par la phase de compression post-westphalienne qui donne des plis droits ou déversés de direction N70 à N90 avec une schistosité de fracture ou de crénulation de plan axial (voir chapitre 7).

- L'âge exact de la première évolution tectonique reste encore incertain. Divers arguments tendent, cependant, à montrer qu'une partie au moins des écaillages est précoce. Des brèches de psammites ordoviciens liées à des cisaillements bancs à bancs sont schistosées lors de la phase post-westphalienne, l'olistostrome viséen contient des éléments d'Ordovicien déjà plissés (Jorf-Ouazzène). Ceci indique donc bien des mouvements antéviséens ou, à la limite, intraviséens, contemporains de la formation des argiles à blocs.

- Le mécanisme de mise en place est également hypothétique. Selon HUVELIN (1970) et DESTEUCCQ (1982), il s'agirait de nappes de glissement intraviséennes associées à la formation de l'olistostrome. Il me semble qu'il y ait cependant plusieurs objections à cette hypothèse. L'association nappe de glissement-olistostrome suppose l'existence d'un bassin sédimentaire de type flysch analogue à ce qui est connu au Viséen supérieur dans l'Est du Maroc central, les Jebilet orientales, la boutonnière des Aït-Tamlil. Ce bassin, en Meseta orientale, devrait fonctionner entre le Dévonien supérieur (âge de la phase bretonne) et le Viséonamurien. Or, mis à part le Tournaisien de la série de Flouch au Nord de la boutonnière de Debdo (cf. chap. 5.2.1.), dont la position tectonique est d'ailleurs incertaine, on ne connaît à ce jour aucun dépôt correspondant à l'intervalle Dévonien supérieur - Viséen. De même, aucun témoin d'un tel bassin flysch - sauf quelques lambeaux de grauwackes dissociés dans l'olistostrome - servant de soubassement à une nappe de glissement n'existe à l'affleurement en Meseta orientale, ni même en Algérie où, dans les Traras des écaillages analogues à ceux d'Oujda sont bien décrits (BEAUJARD et al., 1976).

D'autre part, j'avais déjà signalé au chapitre 5.4. que les affleurements d'olistostromes se disposent suivant une bande N70-80 depuis Tanncherfi jusqu'à Jorf-Ouazzène. Ils sont toujours situés au Sud des affleurements de terrains antéviséens sur lesquels ils semblent s'appuyer (Guennfouda, Jorf-Ouazzène) bien que le contact entre les deux ensembles ne soit pas observable. L'olistostrome est surtout étroitement associé au volcanisme viséen. Ces faits m'avaient conduit à envisager l'existence d'un sillon à peu près E-W en bordure duquel se mettraient en place des formations chaotiques. Les observations de EL-GHAZI et HUVELIN (1981) à Tanncherfi, montrant le synchronisme du volcanisme et de la

resédimentation en liaison avec des failles importantes sont des arguments importants en faveur d'une origine "autochtone" pour les olistostromes d'Oujda. Dans ce schéma, les écaillages observés peuvent s'expliquer de deux façons :

a) ils sont antéviséens et correspondent à des cisaillements dans un niveau structural superficiel, pendant la phase bretonne. Le bassin viséen à olistostrome, s'établirait donc dans ce cas, sur un socle antéviséen déjà structuré en écailles.

b) Ils sont, en général, intraviséens, et correspondent à des glissements gravitaires limités à la bordure du bassin. D'après la disposition géométrique actuelle, ces glissements se seraient faits du Nord vers le Sud. Quand aux écaillages du SW des Zekkara, ils seraient le résultat de la compression tardive post-westphalienne.

## 6.7. LES MOUVEMENTS ANTEVISEENS OU EOVARISQUES - CONCLUSION

### 6.7.1. LA MESETA ORIENTALE

Au terme de ce chapitre, on peut constater l'importance des déformations précoces éovarisques dans toute la Meseta orientale. Elles correspondent entre le Dévonien et le Viséen supérieur, à l'édification d'une chaîne antéviséenne au sens large, dans la mesure où les dépôts discordants les plus récents datent de l'extrême fin du Viséen supérieur ou de la limite Viséen-Namurien. Dans la discussion qui suit, je commencerai à considérer que l'ensemble des déformations sont subcontemporaines, correspondant à la phase bretonne. Après avoir envisagé les corrélations avec la Meseta occidentale, j'examinerai l'hypothèse de l'existence d'une chaîne sudète à la lumière des datations isotopiques récemment effectuées.

En simplifiant, à partir des descriptions faites dans ce chapitre, il est possible de distinguer dans la chaîne antéviséenne de Meseta orientale deux grandes zones structurales.

#### a) La zone I

Elle est constituée par les séries schisteuses ou schisto-gréseuses de Midelt, de Debdou-Mekam, des Schistes du Tazekka, du Boudoufoud, des Beni-Snassène, du Mougueur et du Nord de Tamlelt. Cette unité est caractérisée par une déformation synschisteuse parfois polyphasée, datée en certains points de la phase bretonne. Prises dans leur ensemble, les structures plissées de cette unité (axes de plis, linéation d'intersection) dessinent un arc convexe vers l'Ouest (fig. 132) : les directions sont N-S à N20-30 dans le Nord (Tazekka, Boudoufoud, Beni-Snassène) et passent vers le Sud à des directions NS à N140 (Midelt, Debdou-Mekam, Mougueur). L'évolution de la déformation est polyphasée. Le premier épisode donne des plis  $P_1$  déversés à couchés vers l'Ouest, le deuxième épisode donne des plis  $P_2$  dont la vergence est variable. Cette succession traduit l'existence d'une tectonique tangentielle suivie par une période de serrage symétrique marquant une tendance au blocage des structures.

Le régime de déformation est du type aplatissement-cisaillement. Ce dernier phénomène est attesté par le développement local de plis en fourreau associés à une linéation d'étirement E-W (Midelt) et par la dispersion des axes de plis liée à des déplacements syn- à post-plissement. Les conditions P.T. dans lesquelles se réalisent les déformations sont variables. Le maximum d'intensité est atteint à Midelt (épizone inférieure). Ailleurs, dans les secteurs de Debdou-Mekam, du Boudoufoud, des Beni-Snassène et du Mougueur, le métamorphisme est beaucoup moins intense : épizone supérieure à séricite-chlorite et surtout anchizone.

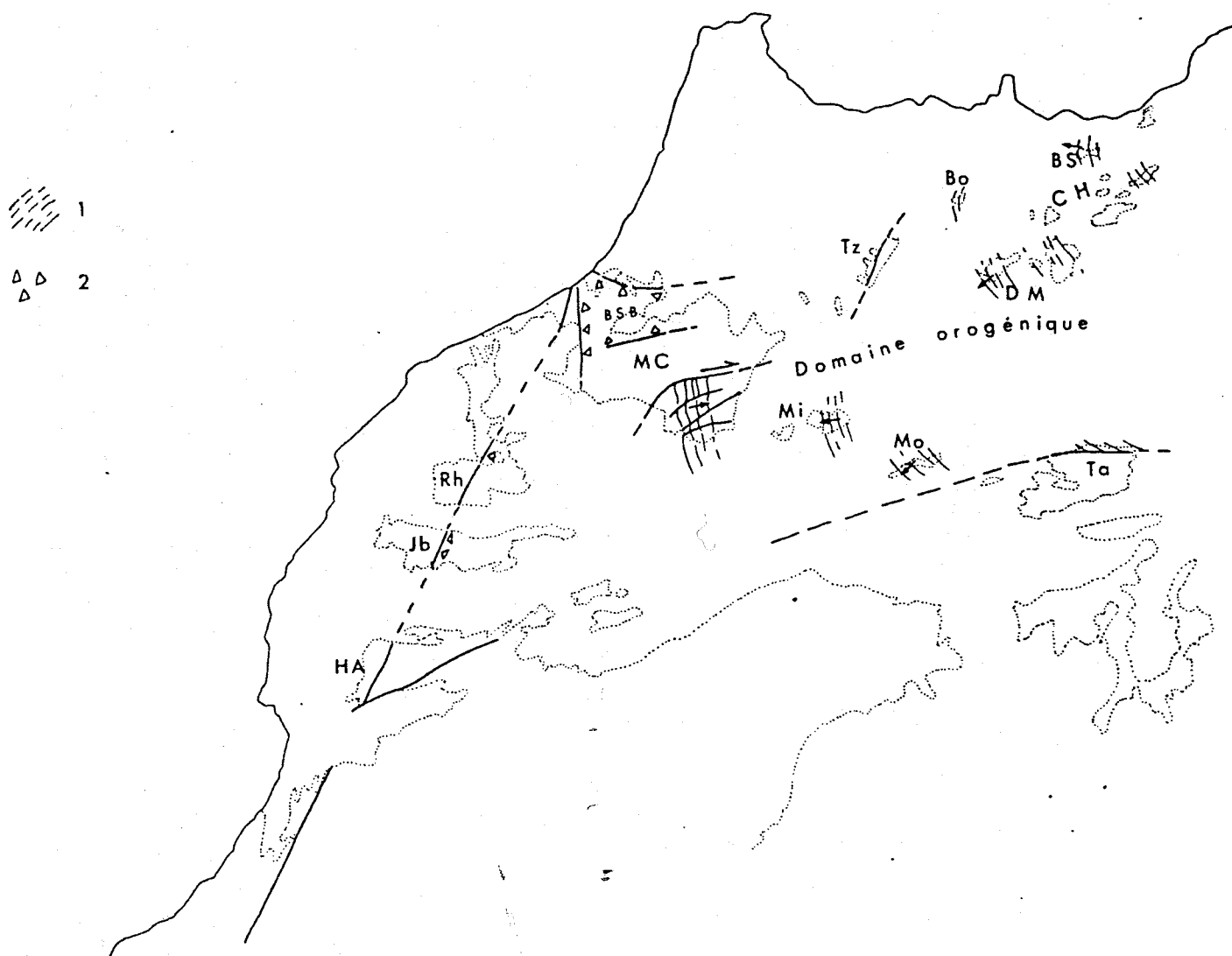


Fig. 132 - Schéma du Maroc pendant la phase bretonne. 1 : direction des structures bretonnes dans le domaine orogénique (Pays Zaïan et Meseta orientale). 2 : olistostromes jalonnant les bordures des bassins dévono-dinantiens de Meseta occidentale. HA : Haut-Atlas, Jb : Jebilet, Rh : Rehamna, M.C. : Maroc central, Ta : Tamlelt, Mo : Mougueur, Mi : Midelt, Tz : Tazekka, Bo : Boudoufoud, DM : Debdou-Mekam, CH : Chaîne des horsts, BS : Beni-Snassène.

b) La zone II

Elle est constituée par les écaillles de la bordure occidentale du Tazekka, les secteurs de Bsabis - El-Menzel et, probablement, la région d'Oujda. Cette zone est caractérisée par une déformation de type cisaillement, réalisée dans un niveau structural très élevé.

L'allure générale de la chaîne antéviséenne, disposition en arc, structures tangentielles dont la vergence est en général vers l'Ouest indiquent une compression à peu près E-W. Celle-ci est responsable de la fermeture des bassins dévoniens et de leur déformation, ainsi que de celle de leur substratum. Le caractère tangentiel des structures (plis synschisteux déversés à couchés, cisaillements intrafoliaires synmétamorphiques, cisaillements post-schisteux, glissements couche à couche et écaillages superficiels) impliquent, outre le raccourcissement, des déplacements horizontaux sans doute importants mais qui sont difficiles à chiffrer faute de repères.

Le problème de l'importance des déplacements horizontaux se trouve illustré par les rapports entre les zones I et II. Seul le massif du Tazekka montre la superposition des Schistes du Tazekka (Zone I) sur les écaillles de la bordure occidentale (Zone II) et permet de supposer que l'écaillage soit à peu près contemporain, dans un niveau structural plus élevé, des plis cisailés synmétamorphiques de l'unité I, les deux zones étant peu à peu rapprochées au cours des cisaillements. On peut cependant envisager un âge de plus en plus récent de la déformation vers l'extérieur du dispositif (migration de la déformation de I vers II). Vers l'Est, dans la Meseta orientale proprement dite, les rapports entre les écaillages de la région d'Oujda et les schistes dévoniens de l'Unité I (Debdou-Mekam, Beni-Snassène) ne sont pas connus. Le flysch dévonien est caractérisé par un plissement synschisteux, alors que les terrains antérieurs affleurants ne présentent pas de structures pénétratives. On ne connaît en fait jamais clairement le soubassement de la zone I dans ces régions :

- soit ce soubassement n'affleure effectivement pas, il s'agirait de terrains antédévoniens structurés de façon analogue (du type Schiste du Tazekka),

- soit la zone I est systématiquement décollée de son substratum au niveau du Silurien et se trouve en contact anormal avec les écaillles qui seraient des émergences d'un domaine différent, non schistosé.

Le contact entre les deux zones peut cependant être observé plus à l'Est en Algérie dans le massif des Traras (BEAUJARD et al., 1976). Là, le flysch dévonien plissé et schistosé est en contact anormal sur des écaillles de terrains ordovico-siluriens et sur du Dévonien dont le faciès, carbonaté et volcanique, est différent de celui du flysch (fig. 133). Dans les Monts de Ghar Rhouban, ROLET (1979) décrit des terrains dévoniens affectés de plis couchés synschisteux d'axe NW-SE repris par des écaillages les mettant en contact avec de l'Ordovicien probable. Enfin au NE des Traras, dans l'oued Madakh, CENTENE et al. (1984) font état de déformations synschisteuses suivies d'écaillages. Il est probable qu'en Meseta orientale on retrouve la même disposition, les flyschs dévoniens des Beni-Snassène constituant une unité indépendante en contact anormal avec les terrains non schistosés de l'Ordovicien-Silurien et du Dévonien.

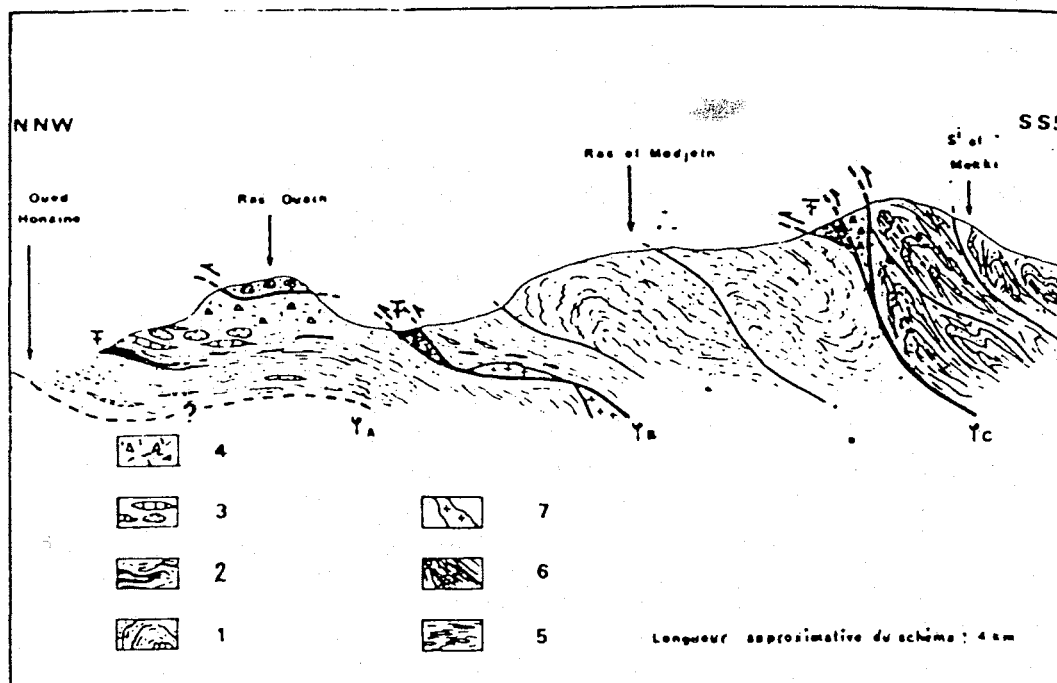


Fig. 133 - Les écaillages paléozoïques dans le Nord des Traras (région d'Honaïne) d'après BEAUJARD et al. (1976).  
 1 : psammites (Ordovicien), 2 : phtanites et pélites à graptolithes (Silurien), 3 : calcaires à Tentaculites et pillow-lavas (Dévonien supérieur), 4 : série volcano-sédimentaire du Ras-Ouaïn (Dévonien supérieur pro-parte), 5 : schistes à galets étirés, 6 : série flyscholite (Dévonien moyen), 7 : filons aplitiques.

L'âge de ces mouvements n'est pas facile à établir partout avec certitude. Les plis synschisteux semblent en général antéviséens, plus précisément bretons en extrapolant les datations faites dans les régions de Debdo-Mekam. Les écaillages sont par contre plus étalés dans le temps. Des cisaillements syn- à post-schisteux certainement bretons sont observables dans l'unité I, les écaillages de l'unité II sont plus récents : antéviséens à viséens à Oujda, post-viséen moyen dans les Traras ainsi que dans l'oued Madakh où ils sont également anté-west-phaliens. Les écaillages du Tazekka sont mal datés mais, si l'on admet qu'ils sont contemporains du plissement des Schistes du Tazekka, ils sont antérieurs au Viséen supérieur terminal.

On aboutit ainsi à une déformation tangentielle débutant au Dévonien supérieur par des plissements synschisteux, synmétamorphiques. Ces mouvements se poursuivent jusqu'au Viséen par des systèmes d'écaillages dans des niveaux structuraux de plus en plus élevés. Le sens de déplacement se fait pour l'essentiel de l'Est vers l'Ouest.

### 6.7.2. CORRELATIONS AVEC LA MESETA OCCIDENTALE

C'est la partie est du Maroc central (zone Khénifra-Azrou) qui est la plus proche de la Meseta orientale. C'est avec cette zone que les corrélations apparaissent les plus évidentes (fig. 132).

Dans la zone Khénifra-Azrou, la structure hercynienne est bien connue depuis les travaux d'ALLARY et al. (1976), BOUABDELLI (1982), VERSET (1983). L'évolution hercynienne comprend une période caractérisée par des déformations précoces, antéviséennes, corrélables avec ce que l'on connaît en Meseta orientale. Les auteurs distinguent ainsi :

#### . Une phase antéviséenne

Celle-ci apparaît pour l'essentiel dans des terrains cambro-ordoviciens, pays Zaïan, Jbel Bou-Guergour, Jbel Hadid. Elle est caractérisée par des plis synschisteux N-S, déversés vers l'Est, accompagnés d'un métamorphisme anchizonal à épizonal faible. Ce plissement est suivi par d'importants décrochements dextres N40 à N90. Postérieures au Dévonien moyen, ces déformations sont probablement contemporaines de la phase bretonne de la Meseta orientale. Les systèmes de plis ont la même direction axiale, mais s'opposent cependant par leur sens de déversement (vers l'Est dans le Maroc central, vers l'Ouest en Meseta orientale).

#### . Une phase viséenne

Cette phase est caractérisée par la mise en place de nappes. On distingue classiquement (ALLARY et al. 1976) 1) au Sud-Est, la nappe de Khénifra, en compression, décrite comme un pli couché vers le NNW redéformant des terrains viséens et d'autres, cambro-ordoviciens, à structuration antéviséenne. Elle semble formée à partir du domaine zaïane lui-même (origine parautochtone). 2) Au Nord-Ouest, les nappes de Ziar-Mrirt (ALLARY et al., 1976) et d'Azrou (BOUABDELLI et al., 1983 ; VERSET, 1983) qui sont interprétées comme des nappes synsédimentaires glissées dans un bassin flysch au Viséen supérieur - Namurien inférieur. Les différents auteurs admettent une origine orientale pour ces dernières nappes, dans une zone correspondant à l'emplacement actuel du Moyen Atlas. Or le matériel de ces nappes n'est pas métamorphique et ne présente pas de structures pénétratives antérieures à leur mise en place.

ALLARY et al., ont suggéré que la nappe de Khénifra ait été charriée avant celle de Ziar, mais sans argument suffisant. On peut très bien concevoir un ordre de mise en place inverse, ou une quasi-contemporanéité. Quoiqu'il en soit, entre la chaîne bretonne de Midelt-Tazekka et celle du pays Zaïan et de la patrie de la nappe de Khénifra devait exister une zone non déformée, ou tout au moins située au-dessus du front de la schistosité antéviséenne, cette zone correspondant à la patrie des nappes de glissement.

Parmi les affleurements connus, les écaillés de la bordure occidentale du Tazekka et leurs prolongements vers El-Menzel et Bsabis correspondent à des zones ayant échappé aux déformations pénétratives antéviséennes et je pense qu'elles pourraient correspondre à la partie arrière des nappes de glissement. Ces zones ne peuvent correspondre aux nappes elles-mêmes, les faciès étant différents : l'Ordovicien du Tazekka est plus gréseux dans sa partie sommitale que celui des nappes ; si le Silurien est semblable dans les deux nappes, par contre le Lochkovien, détritique dans le Tazekka, est plus carbonaté dans les nappes et le Dévonien inférieur moyen des nappes est également carbonaté alors que celui du Tazekka est détritique. Seule la nappe des Aït-Mimoun-Bou-Agri (Azrou) avec son flysch calcaire dévonien, rappelle certains faciès du Tazekka.



Les relations Meseta orientale - Meseta occidentale s'organiseraient donc suivant le schéma suivant (fig. 134).

- Au Dévonien supérieur, la phase bretonne déforme dans le niveau structural inférieur la Meseta orientale et en particulier la zone Midelt - Schistes du Tazekka. Vers l'Ouest, ces déformations s'amortissent jusqu'à s'annuler, la sédimentation pouvant localement se poursuivre dans la région d'Azrou (BOUABDELLI, 1982). Plus à l'Ouest encore les plis bretons du pays Zafan marquent une autre zone de déformation antéviséenne.

- Du Dévonien supérieur au Viséen se produisent des cisaillements conduisant aux écaillés du Tazekka occidental, peut-être du fait du rapprochement de l'unité des Schistes du Tazekka. Ces déformations réalisées dans un niveau structural superficiel correspondent à un déplacement de l'Est vers l'Ouest et contribuent au rapprochement avec la Meseta occidentale. L'ensemble de ces déformations, jointes à la mise en place à Midelt, au Viséen, de massifs granodioritiques, contribue à l'épaississement de la croûte et à la création de relief qui permettent le départ des nappes de glissement vers le bassin viséen d'Azrou - Khénifra. Ces nappes impliquent du matériel viséen (ALLARY et al., 1976) et sont cachetées par le Westphalien de la formation de Migoumess (VERSET, 1983).

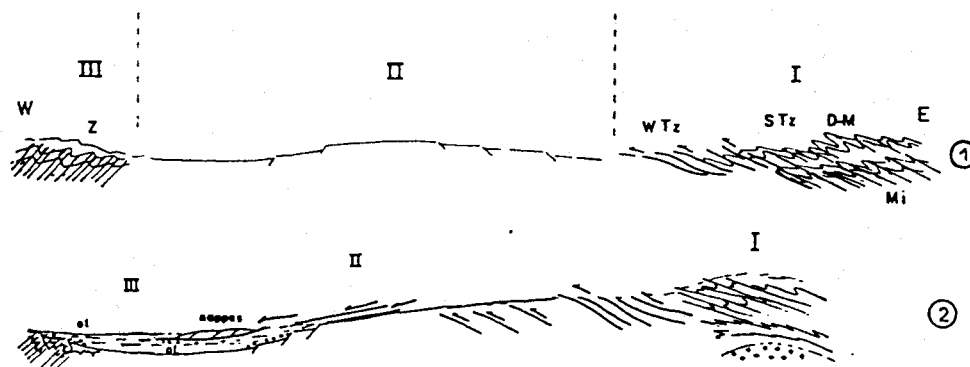


Fig. 134 - Relations Meseta orientale-Meseta occidentale

1 : situation au Dévonien supérieur (phase bretonne).

I : domaine interne avec plissement synschisteux et écaillage  
Mi : Midelt, D.M. : Debdou-Mekam, STz : schistes du Tazekka, WTz : Tazekka occidental. II : domaine non déformé, III : pays Zafan (2).

2 : situation au Viséen supérieur. I : cisaillements vers l'Ouest, magmatisme calco-alcalin (granodiorite de Midelt, volcanisme de Meseta orientale). II : cisaillements et départ de nappes gravitaires. III : bassin carbonifère Azrou-Khénifra:flyschs, olistostromes et nappes de glissement.

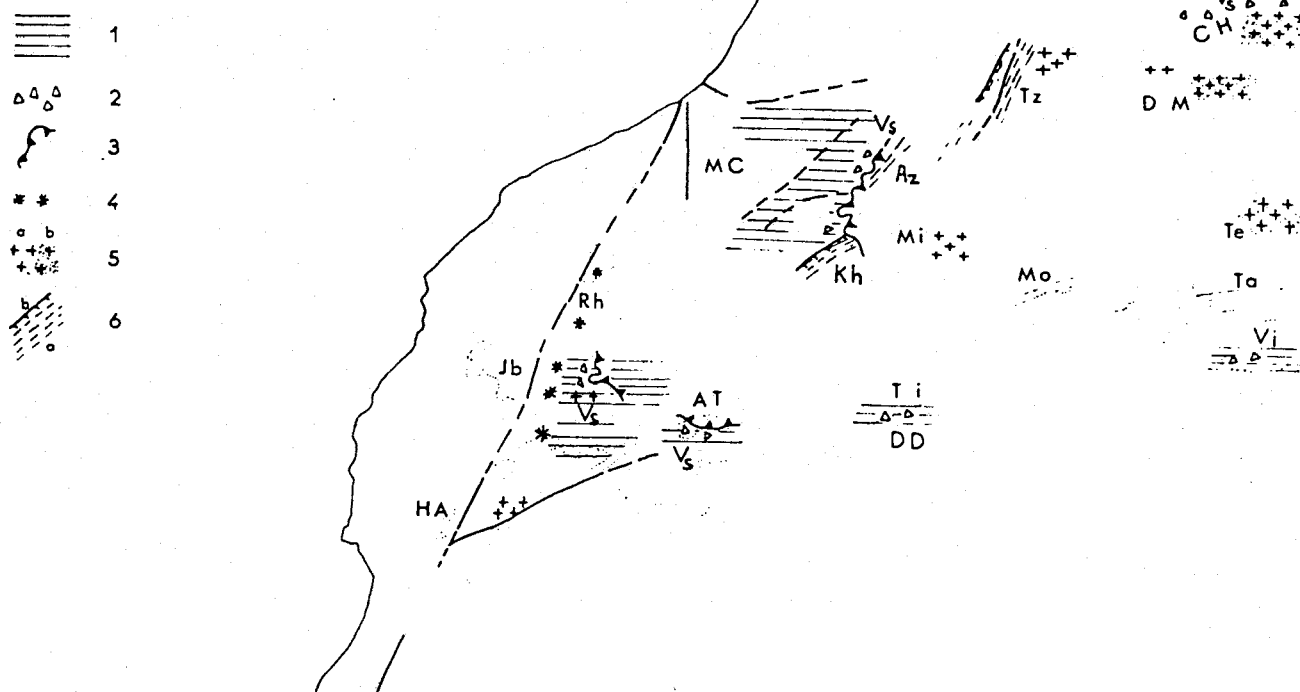


Fig. 135 - Schéma du Maroc au Viséen supérieur avec l'extension de la zone des plissements sudètes. Tazekka (Tz) - Azrou (Az) - Khénifra (Kh.) (légende, voir fig. 46).

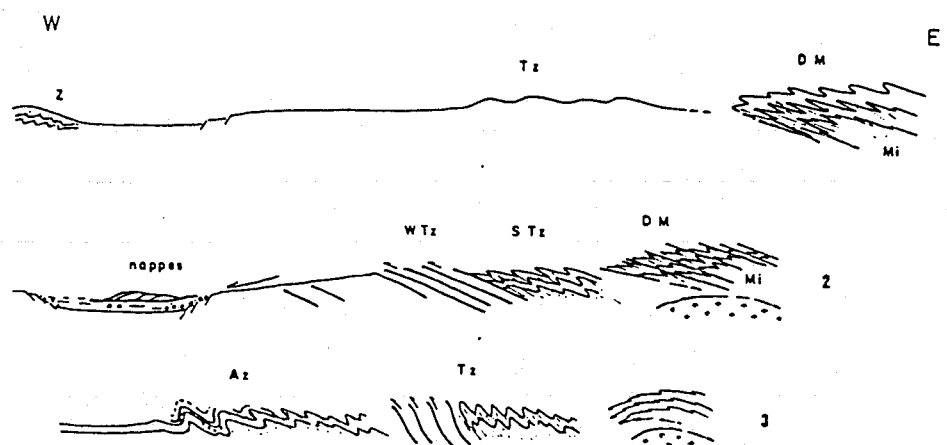


Fig. 136 - Relations Meseta orientale - Meseta occidentale, dans l'hypothèse de plissements sudètes.

1 : Situation du Dévonien supérieur : phase bretonne à Midelt (Mi) et Debdou-Mekkam (D.M.). Plissements du pays Zaïan (Z).

2 : Situation au Viséen supérieur : phase sudète des schistes du Tazekka (Stz) et du Tazekka occidental (WTz). Mise en place des nappes de glissement dans le bassin carbonifère Khénifra-Azrou. Magmatisme calco-alcalin de Meseta orientale (Mekkam-Jerada).

3 : Situation au Viséen supérieur (suite) : migration vers l'Ouest des plissements sudètes : plissement de la marge Est du bassin carbonifère impliquant les nappes précoces d'Azrou (Az). Poursuite du magmatisme calco-alcalin (Tazekka).

La Meseta orientale apparaît donc ainsi en position de "zone interne" (PIQUE, 1983) par rapport à la Meseta occidentale. Son raccourcissement précoce, et peut-être polyphasé, est à l'origine de nappes de glissement, mises en place dans un bassin viséen qui se creuse en avant de la chaîne antéviséenne.

#### 6.7.3. HYPOTHESE D'UNE STRUCTURATION ANTEWESTPHALIENNE POLYPHASEE, BRETONNE ET SUDETE

Cette hypothèse tient compte des âges radiométriques qui visent à dater les événements tectonométamorphiques dans les faciès schisteux en utilisant des mesures K/Ar sur les fractions granulométriques les plus fines (HUON, 1985). C'est ainsi que, pour les plissements synschisteux de l'Ordovicien du Tazekka, un âge de  $329 \pm 7$  MA est suggéré ; à Azrou, les schistes ordoviciens du Chellout seraient structurés à  $333 \pm 7,8$  MA ainsi que le Viséen supérieur de la formation du Mouchenkour ( $330 \pm 6,9$  MA) qui constitue le soubassement de l'olistostrome associé aux nappes de glissement. J'ai déjà signalé que ces âges doivent être utilisés avec prudence, des rajeunissements ou, inversement, la présence de minéraux hérités sont possibles. D'autre part, en ce qui concerne la formation du Mouchenkour l'âge du plissement synschisteux est le même que celui du dépôt. Ici, cependant la marge d'erreur sur la datation isotopique cumulée à celle des corrélations entre échelle géochronologique et échelle stratigraphique peut laisser suffisamment de temps pendant le Viséen supérieur pour le dépôt du flysch et son plissement.

On est cependant amené (malgré ces restrictions) à envisager l'hypothèse d'une chaîne plissée et schistosée sudète qui s'étendrait du Tazekka à Azrou et pourrait se prolonger jusqu'à Khénifra (fig. 135). La nappe de Khénifra, par son style de déformation rappelle ce que l'on observe à Azrou (Chellout) ou dans le Tazekka, à savoir des plis synschisteux cisailés à vergence ouest ou NW.

Par rapport au schéma précédent, cette hypothèse introduit la notion d'un déplacement progressif dans le temps et l'espace de la déformation synschisteuse des zones internes vers les zones externes (fig. 136). La chaîne bretonne (Midelt -Debdou-Mekam), serait ceinturée vers l'Ouest par une chaîne suète (Tazekka - Azrou - Khénifra) pouvant localement se superposer aux déformations bretonnes (nappe de Khénifra). La mise en place des nappes de glissement apparaît ici très étroitement associée au plissement sudète, l'enchaînement ou l'imbrication des deux phénomènes, sans doute très rapprochés dans le temps, restant à éclaircir (BOUABDELLI, travaux en cours).



## Chapitre VII

### LA PHASE POST-WESTPHALIENNE

Après les derniers mouvements antéviséens et probablement viséens dans le Tazekka, la Meseta orientale est caractérisée par l'installation des dépôts volcaniques et volcanoclastiques suivis d'une sédimentation détritique (cf. chapitre VII ). Les déformations enregistrées par ces dépôts correspondent à la phase post-westphalienne. En effet, les derniers terrains affectés sont datés du Westphalien C dans le bassin de Jerada. D'autre part, dans le Tazekka, la datation isotopique de l'épisode tectonique enregistré par les dépôts volcano-détritiques donne 300 M.A., soit la limite Westphalien-Stéphanien dans l'échelle géochronologique de ODIN et al. (1982). A cette phase sont également associés des massifs de granitoïdes, parmi lesquels certains sont datés de 294 M.A. (Alouana, Soulouina, Beni-Oukil) et 275 M.A. (Boudoufoud) [Tisserant, 1977, âges recalculés avec  $\lambda = 1,42.10^{-11}$  au  $^{-1}$ ]. Ces différents éléments montrent bien que les mouvements tardi-varisques se sont déroulés à la fin du Carbonifère, entre le Westphalien et le Stéphanien, la cristallisation des magmas granitiques s'achevant à l'Autunien.

Dans ce chapitre, j'examinerai tout d'abord les structures post-westphaliennes dans les terrains du Carbonifère, puis dans les terrains déjà structurés par les mouvements éovarisques. La phase D<sub>3</sub> de Midelt, décrite ici, pourrait cependant être plus ancienne qu'ailleurs, éo- ou mésovarisque.

## 7.1. LES DEFORMATIONS POST-WESTPHALIENNES DANS LES TERRAINS CARBONIFERES

Les déformations sont observables dans le massif du Tazekka et dans les boutonnières de Debdou-Mekam et de Jerada.

### 7.1.1. LE TAZEKKA

La série volcano-sédimentaire du Viséen supérieur-Namurien située dans le NE du massif du Tazekka présente un épisode de plissement synschisteux suivi de déformations plus cassantes.

#### 7.1.1.1. La déformation synschisteuse

D'une manière générale, celle-ci est de très faible intensité. A l'exception des zones de failles, la série volcano-détritique présente des pendages faibles, en général vers l'E.S.E. et des ondulations à grand rayon de courbure.

Sur stéréogramme (fig. 137), les structures ont une orientation N 30, les plongements des linéations d'intersection restent faibles. La schistosité  $S_3$  est subverticale, elle ne se marque bien que dans les volcanoclastites (tufs et tuffites) de la base du complexe volcano-sédimentaire (fig. 33) et dans les conglomérats (fig. 29). Les laves, trop compétentes n'enregistrent pas le clivage sauf dans certains secteurs comme au Jorf-el-Rhoul où des niveaux volcanoclastiques associés aux ignimbrites montrent un clivage grossier N 40 assez bien marqué. Cette schistosité  $S_3$  est un clivage discontinu, espacé.

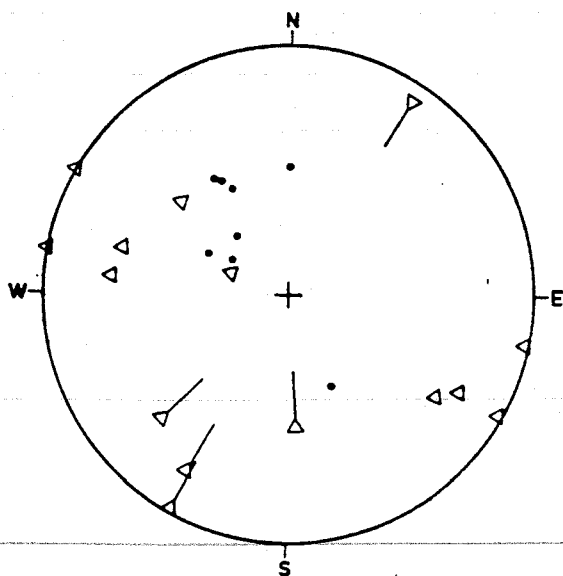


Fig. 137 - Stéréogramme des déformations  $D_3$  dans les séries volcano-sédimentaires du NE du massif du Tazekka.

Au microscope la schistosité se présente sous l'aspect de films discontinus et irréguliers remplis de matière oxydée. Les microlitons ne sont pas bien organisés. A l'intérieur de ceux-ci, la déformation n'est pas pénétrative et consiste pour l'essentiel en des phénomènes mécaniques : rotation des phénoclastes de quartz et de feldspaths et des micas, apparition de bandes de pliage dans les biotites chloritisées. Très rarement, on peut observer le début de recristallisation de fibres quartzieuses en ombre de pression autour des phénocristaux de quartz. Ce processus de dissolution sous pression reste très discret. Des fragments de schistes du Tazekka en inclusion peuvent être crénelés par cette  $S_3$ .

L'évolution tectonométamorphique reste très faible. Des mesures de cristallinité de l'illite faites sur les schistes noirs interstratifiés dans les volcanoclastites donnent des valeurs de l'ordre de 5,5 à 6 soit une diagenèse profonde, proche de la limite de l'anchizone.

#### 7.1.1.2. Les déformations post-schisteuses

Parmi les déformations postérieures (en partie au moins) à l'impression de la schistosité, on peut noter :

- des cisaillements banc sur banc visibles dans les tufs et brèches andésitiques en bordure de la piste Bab-Ferrij - Ademame. La schistosité  $S_3$  prend une allure sigmoïde par torsion le long des plans  $S_0$  qui servent ici de plans de cisaillement. L'ampleur de ces mouvements semble cependant très limité (fig. 138). On n'exclut pas qu'une part de ces glissements banc sur banc soit synschisteuse.

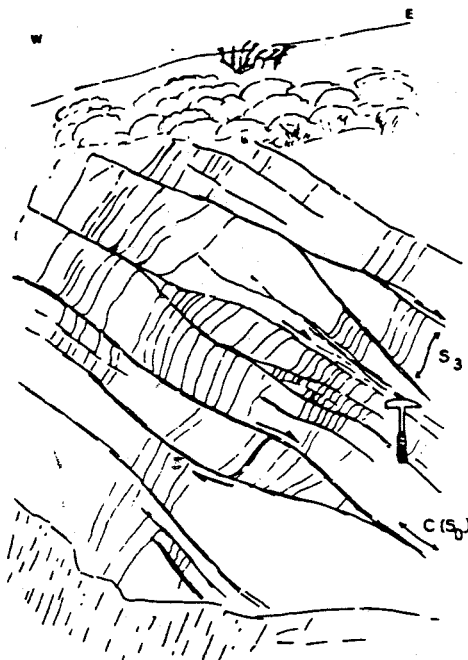


Fig. 138 - Cisaillements bancs sur bancs avec torsion sigmoïde des plans de  $S_3$  dans la série volcano-sédimentaire carbonifère du NE du massif du Tazekka (début de la piste Bab-el-Frij - Ademame).

- des écaillages. Mis à part les cisaillements banc sur banc mentionnés ci-dessus, je n'ai pas observé dans le Carbonifère du Tazekka de structures tangentiellles importantes. Le problème de l'existence de telles structures doit cependant être posé. En effet, à Merja-el-Caïd, en bordure de la route de Bab-bou-Idir, affleurent des schistes ordoviciens du type schistes du Tazekka sous forme d'un lambeau reposant en contact anormal sur la série volcanodétritique (HOEPFFNER, in CAILLEUX coord., 1983). Le contact anormal est faiblement penté vers l'Est, il est souligné par une brèche constituée d'éléments schisteux. Dans le lambeau de schistes, on reconnaît les plis synschisteux  $P_1$  antévi-séens, orientés ici N 150. Ces structures sont reprises par des plis en chevrons et des knicks de direction N 10 à N 50 correspondant aux directions de la phase post-westphalienne. Les plans axiaux de ces plis  $P_3$  sont subverticaux ou fortement pentés vers l'Ouest. Des surfaces de cisaillement peu pentés recoupent ces structures plissées (fig. 139 ).

Ce panneau de schistes ordoviciens apparaît donc en contact anormal sur la série volcano-détritique. Sa mise en place est postérieure aux volcanoclastites acides de Boujaâda et en partie au moins postérieure aux plissements post-westphaliens.

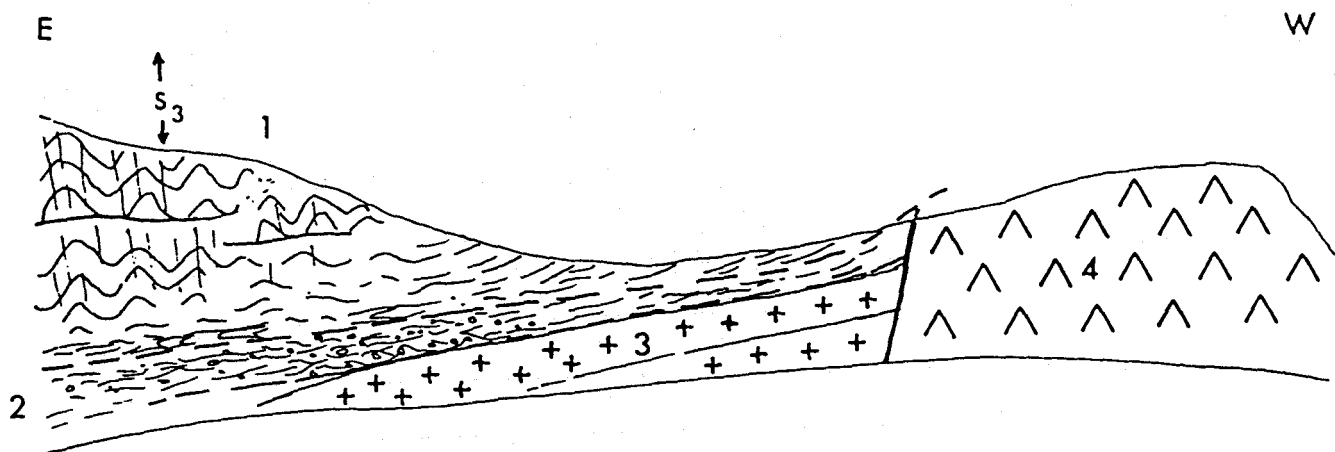


Fig. 139 - Schistes du Tazekka, ordoviciens (1) en contact anormal sur la série volcano-sédimentaire carbonifère (3 : volcanoclastites de Boujaâda, 4 : andésites). Une brèche tectonique à éléments de schistes (2), jalonne le contact (Merja el Caïd, route secondaire 311 de Sidi-Abdallah à Bab-bou-Idir).



Un âge alpin (partiel ?) pourrait être envisagé, ce lambeau tectonique se trouve en effet sur le passage de l'accident nord-moyen-atlasique le long duquel des charriages localisés sont décrits (ROBILLARD, 1977). Cependant, à Merja-el-Cafid, seules des failles subverticales affectent la série secondaire, les écaillages alpins sont situés beaucoup plus au NE. Un âge tardi-hercynien me semble donc le plus probable. Le mécanisme et le sens de déplacement sont difficiles à déterminer. Les seules structures observables sont des cisaillements peu pentés le long desquels le déplacement se fait souvent de l'Ouest vers l'Est, et la bréchification des schistes près de la base du lambeau. Des phénomènes semblables n'ont pas été observés ailleurs dans le complexe volcanosédimentaire, ni à l'Ouest dans les Schistes du Tazekka. Il ne semble donc pas que l'on puisse parler ici d'une tectonique en écaillage importante affectant les Schistes du Tazekka et leur couverture carbonifère. Cet affleurement de Schistes du Tazekka de Merja el Cafid peut être interprété comme un panneau glissé sur la série volcanique par un phénomène gravitaire, le massif du Tazekka à l'Ouest se trouvant en relief. L'âge exact de mise en place pourrait être intracarbonifère, ce lambeau d'Ordovicien serait alors une klippe sédimentaire glissée dans les volcanoclastites pendant leur dépôt (HUVELIN, 1986). La structuration interne du lambeau ordovicien me semble cependant plutôt en accord avec une mise en place plus tardive, postérieure au plissement post-westphalien.

- Des failles subverticales affectent le complexe volcanosédimentaire du Carbonifère. Les plus importantes sont celles qui marquent sa limite avec les schistes ordoviciens du Tazekka. Sur cette limite, la discordance du Carbonifère sur l'Ordovicien est presque toujours redressée par le jeu de failles verticales orientées N-S à N 20 dans le Sud, qui passent à des directions N 40 vers le NE (fig. 5 et fig. 28). Les schistes du Tazekka sont affectés, dans leur masse, par l'épisode de déformation post-westphalien. En se rapprochant du contact, on note souvent une augmentation de serrage post-westphalienne, les plis deviennent plus fermés et sont désorganisés par des cisaillements parallèles au contact. On peut également observer, dans le secteur de Dehar-el-Msalla et de K<sup>at</sup> Bou Yaâlou, des knicks à axes verticaux parallèles au contact. Ils indiquent, outre le jeu vertical, que cette zone de faille joue également en décrochement dextre.

Au niveau du contact les couches volcanosédimentaires du Carbonifère sont également subverticales. Ce sont les brèches de base du complexe carbonifère et des tufs. Il est souvent difficile de faire la part de la désorganisation liée à la mise en place au Viséo-Namurien de ces volcanoclastites (cf. chapitre 5.1.) et de celle qui est liée à la tectonique tardi-hercynienne. La brèche de base et les tufs sont en effet toujours broyés près du contact. On peut cependant remarquer que les microconglomérats de base remaniant des pélites micacées et des schistes ordoviciens sont clairement affectés par la schistosité S<sub>3</sub> qui crénule alors les éléments schisteux. Il existe également des brèches remaniant des phyllades déjà crénulées (HUVELIN, 1986), ces brèches me semblent plus tardives, liées à la tectonique cassante.

La présence d'éléments de schistes crénulés dans les niveaux de microbrèches de la base du complexe permet en effet de dire "que dans le socle la crénulation était déjà formée" (HUVELIN, 1986). Il convient

cependant de distinguer les crénulations liées aux mouvements anté-viséens des schistes du Tazekka (crénulation primaire  $S_1$  ou crénulation  $S_2$  liée aux cisaillements  $D_2$ ) et les crénulations  $S_3$  post-carbonifères qui, je pense, sont contemporaines du clivage  $S_3$  observé dans les micro-conglomérats et tufs de la base du complexe.

La tectonique cassante tardi-hercynienne est donc postérieure aux déformations souples, synchisteuses,  $D_3$ . Elle se caractérise essentiellement par un jeu vertical correspondant au soulèvement du massif du Tazekka, elle serait suivi par des glissements gravitaires dont l'écaille de Merja-el-Caïd (cf. ci-dessus) est un exemple.

### 7.1.2. LES BOUTONNIERES DE DEBDOU ET DU MEKAM

#### 7.1.2.1. La boutonnière de Debdou

Le Carbonifère y est représenté par les affleurements du Tournaisien de la série de Flouch et du Viséen supérieur de la Tafachna (chapitre 5.2.). Comme dans le Tazekka, le Carbonifère de ces secteurs est très peu déformé.

A la Tafachna, le Viséen supérieur est disposé en couches monoclinales, d'orientation subméridienne et à pendage vers l'Est de l'ordre de 30 à 40°. Aucune déformation importante n'est visible. Au niveau du captage de la source près de la discordance angulaire, les grès de base du Viséen supérieur dessinent un repli synclinal d'axe N 90. Dans le haut de la série, les alternances grés-pélitiques sont affectées par un débit schisteux espacé de type fracture donnant un débit en frites dans les faciès pélitiques. Les plans de schistosité sont orientés N 80 - N 90 (fig. 140).

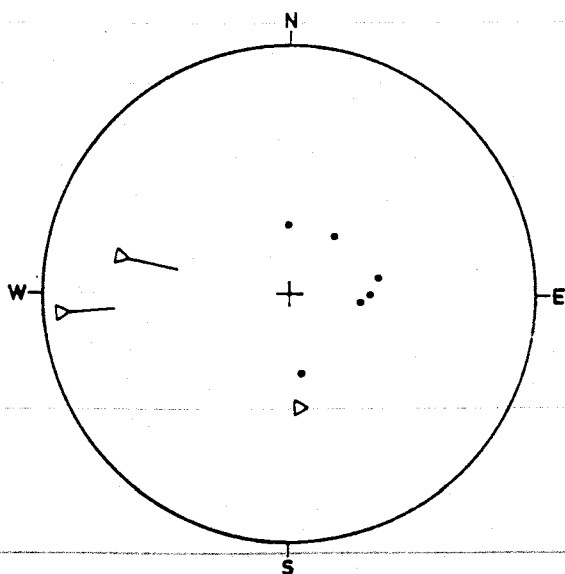


Fig. 140 - Stéréogramme des structures  $D_3$  - Viséen supérieur de la Tafachna (boutonnière de Debdou).

On a donc dans ce secteur des déformations E-W à plan axial subvertical souligné par un clivage de fracture espacé. L'évolution métamorphique reste très faible. Les C.I. mesurées sont de l'ordre de 6 à 5 ; ces dernières valeurs, correspondant à l'anchizone ont été mesurées dans les schistes du sommet de la série.

Dans la coupe de Flouch située plus à l'Est, les terrains tournaisiens n'enregistrent aucune déformation notable. La série est subhorizontale, le pendage des couches est en effet très faible, de l'ordre de 15 à 30° vers le NE. L'évolution métamorphique est nulle, les indices de cristallinité mesurés variant entre 10 et 12, correspondant donc au domaine de la diagenèse.

#### 7.1.2.2. La boutonnière du Mekam

Le Carbonifère affleure dans la moitié sud de la boutonnière où il est représenté par la série volcanique du Jbel-Ziroug et la série du Viséen supérieur de Soulouina-Hassiane-Diab. Les déformations ont été décrites par MEDIONI (1980) et DESTEUQUE et HOEPFFNER (1981).

La seule grande structure visible est le synclinal d'Ez-Ziroug (fig. 142). C'est un pli d'ampleur kilométrique dont l'axe est orienté N 70. En coupe ce pli apparaît nettement dissymétrique avec une vergence vers le Nord. Le flanc nord a un pendage faible (20 à 30° Sud), le flanc sud, est N 80, subvertical. Ce pli est synschisteux ; dans les tufs et tuffites au niveau des flancs et dans les grés-pélites fines grises ou violacées du coeur du pli, on observe une schistosité  $S_3$  discontinue, grossière et espacée, les plans, subverticaux sont orientés N 60 - 70 en moyenne.

La structure synclinale du Jbel Ziroug est interrompue au Sud et au Nord par des failles subverticales, tardi-hercyniennes. Vers le Nord et le NE ces failles de direction NE-SW à E-W se disposent en relais. Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser la structure des terrains carbonifères qui prolongent vers le NE le Jbel Ziroug ; en général les couches sont orientées N 70 à N 90 et forment des structures monoclinales à fort pendage vers le Sud. Au cours du plissement des glissements banc sur banc ont dû se produire avec notamment un léger décollement de la série volcano-détritique sur la série de Deboud-Mekam dans le flanc nord du synclinal : la discordance angulaire entre les deux ensembles n'est en effet jamais nette. Le contact, lorsqu'il n'est pas repris par des failles verticales est souvent jalonné de zones bréchiques.

Au Sud, le synclinal d'Ez-Ziroug est interrompu par la grande faille E-W d'Hassiane-Diab. Au Sud de cette faille affleure la série grésopélitique de Soulouina-Hassiane-Diab datée en partie du Viséen supérieur (chapitre 5.2.2.). Cette série est déformée par des plis fermés synschisteux N 60 - N 70, dont le plan axial est subvertical ou fortement incliné vers le Nord, indiquant un léger déversement vers le Sud. La schistosité est un clivage discontinu espacé de type "fracture". Dans les pélites le débit est fin et régulier (schistosité grossière, lisse), dans les grès la  $S_3$  se réfracte et donne un clivage grossier. Au microscope les plans de  $S_3$  apparaissent comme des films discontinus soulignés par des impuretés ferrugineuses et des opaques. Les microlitons sont mal individualisés, la fabrique interne y reste très faible, marquée par quelques fibres quartzo-micacées aux extrémités des grains de quartz et des kink-bands dans les micas détritiques.

Il est intéressant de noter que, à l'Ouest d'Hassiane-Diab, ces plis  $P_3$  déforment des alternances grésopélitiques où des critères de polarité (granoclassement, figures de courant en base de banc) montrent clairement que les couches sont à l'envers. Dans ce secteur les mesures des axes de plis et des linéations d'intersection sont dispersées dans le plan axial N 65, les plongements variant de 10 à 50° vers l'Ouest (fig. 141).

Cette inversion des couches peut être antérieure au plissement, elle signifie alors l'existence de mouvements précoces pendant le Carbonifère avant les plis  $P_3$ . La nature de ces mouvements ne peut cependant pas être déterminée; il pourrait s'agir de glissements en masse ou de plissements précoces dans le bassin carbonifère du Sud du Mekkam (cf. mise en place gravitaire des nappes de Ziar-Mrirt). Il est également possible d'envisager un renversement des couches pendant le plissement. En effet, si la série grésopélitique est plus récente que les couches volcano-détritiques d'Ez-Ziroug, la faille d'Hassiane-Diab a un rejet vertical important par affaissement du comportement sud. Si au cours du plissement  $P_3$  ce jeu vertical se combine à un jeu décrochant, il est possible d'arriver à des basculements importants des axes de plis.

En conclusion, les déformations tardi-hercyniennes dans le Carbonifère du Sud du Mekkam correspondent à une compression dirigée à peu près N-S à NNE-SSW. Elle donne naissance à des structures plissées N 70-90 analogues à celles décrites à Debdou. Le plan d'aplatissement subvertical est souligné par une schistosité de type fracture, l'intensité de la déformation ductile reste très modérée. Il faut souligner le rôle important de la zone de failles d'Hassiane Diab qui sépare deux domaines dont le comportement tectonique est différent au Nord, les couches volcano-détritiques d'Ez-Ziroug dessinent un pli synclinal kilométrique où la  $S_3$  est peu marquée, au Sud, la série grésopélitique de Soulouina-Hassiane-Diab est déformée en plis synschisteux serrés, légèrement déversés vers le Sud.

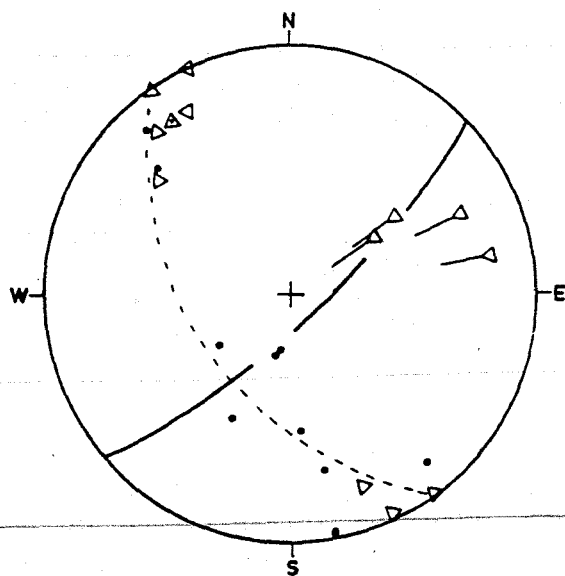


Fig. 141 - Stéréogramme des structures  $D_3$  dans la série viséenne de Soulouina - Hassiane-Diab (Ouest d'Hassiane-Diab, au Sud de la faille limitant le synclinal du Jebel Ez-Ziroug).

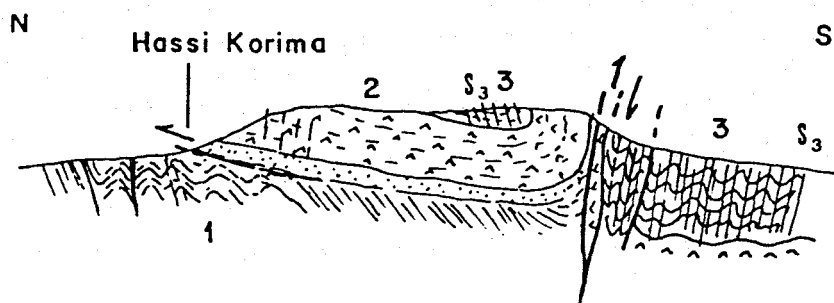


Fig. 142 - Coupe schématique du synclinal d'Ez-Ziroug (d'après MEDIONI (1980), modifié). 1 : schistes de Debdou-Mekam (Dévonien moyen). 2 : Complexe volcano-détritique du Jebel Ez-Ziroug (Viséen supérieur). 3 : série de Soulouina - Hassiane-ed-Diab (Viséen supérieur).

#### 7.1.3. LE SYNCLINAL DE JERADA

Situé à environ 50 km au Sud d'Oujda, le synclinal de Jerada a été étudié de façon très détaillée par OWODENKO (1946, 1976) et VALIN (1979). Ces auteurs ont donné de nombreuses coupes qui permettent de bien comprendre la structure d'ensemble.

C'est un pli synclinal d'une quinzaine de kilomètres de large. L'axe subhorizontal où à faible plongement vers l'Est est orienté N 60 - 70. Les coupes montrent qu'il s'agit d'un pli dissymétrique déjeté vers le Nord (fig. 142). Les couches du Viséen supérieur au Westphalien, reposant sur le complexe volcano-détritique, soulignent parfaitement la structure.

Le flanc nord, ou flanc long du pli présente des pendages faible de l'ordre de 20 à 30° vers le Sud. On y observe des ondulations métriques correspondant à des replis d'entraînement à vergence nord, évoluant parfois en faille inverse à rejeu faible. Sur le flanc sud, ou flanc court du synclinal, les pendages sont forts : 70 - 80° vers le Nord, ils peuvent localement s'inverser.

Au cœur de la structure, le raccourcissement se marque par le développement de replis synclinaux et anticlinaux métriques à hectométriques recoupés par des failles directionnelles. Ces replis N 70 affectent essentiellement le Westphalien.

Dans l'ensemble, la déformation se réalise essentiellement par flambage et flexion donnant des plis concentriques. La schistosité est cependant observable sur le flanc sud. Dans les premiers niveaux du Viséen supérieur reposant sur les roches volcaniques, c'est un clivage espacé subvertical, de type "fracture", assez bien développé dans les pélites où l'intersection  $S_0-S_1$  donne un débit en crayons et en frites. Le clivage s'estompe vers le haut de la série, il est encore visible dans le Westphalien du flanc sud, je ne l'ai pas observé dans le flanc nord.

Les structures cassantes post-plissement sont des failles N 70 parallèles aux plis dont le dernier jeu est vertical avec surtout un affaissement du compartiment sud. Des décrochements senestres N 20 recoupent toutes les structures, leur rejet peut atteindre 300 m (OWODENKO, 1976), ce sont des déformations cassantes qui s'inscrivent dans le prolongement du plissement avec une direction de raccourcissement identique proche du NNW-SSE.

Vers le Sud, le synclinal de Jerada est interrompu par la faille de Guefaït. Cet accident est certainement une limite importante, fonctionnant dès le Carbonifère, elle marque le bord sud du bassin de Jerada et pourrait avoir servi de voie d'accès aux laves viséennes (DESTÉUCQ, 1982).

Vers le Nord, le flanc long du synclinal est interrompu par le recouvrement de la série secondaire de la chaîne des Horsts. Il réapparaît à Touissit et dans la partie sud de la boutonnière de Jorf-Ouazzène où affleure la série volcano-détritique qui repose ici sur l'olistostrome viséen (fig. 143). Les couches, conformes avec celles de Jerada sont E-W avec des pendages de 30 à 50° vers le Sud, la schistosité  $S_3$  post-westphalienne est surtout bien visible dans l'olistostrome. Elle est orientée N 80 à N 100 avec un pendage subvertical (fig. 143b). Dans la matrice de l'olistostrome, c'est un clivage fin et régulier ; les plans, lisses sont parfois luisants témoignant d'un début de recristallisation syntectonique. Ces plans  $S_3$  se moulent autour des graviers et blocs de l'olistostrome, des phénomènes de rotation accentuent la dilacération initiale des bancs.

*Au microscope on retrouve des structures du même type qu'à l'échelle de l'affleurement. La schistosité  $S_3$  forme des films continus très serrés. Ils se moulent, sans les traverser, sur les éléments détritiques millimétriques qui subissent essentiellement une rotation. Dans la matrice argileuse, les micas détritiques, les grains de quartz s'aplatissent dans  $S_3$ . On note l'apparition de bande de pliage dans les micas, autour des grains de quartz le processus de dissolution-recristallisation est bien marqué.*

Dans la série volcano-détritique sus-jacente, la  $S_3$  s'estompe rapidement. Elle s'observe encore dans les tufs et tuffites sous l'aspect d'un clivage espacé, grossier, puis disparaît dans la masse compétente des brèches dacitiques.

Une schistosité de crénulation  $S_4$  recoupant la  $S_3$  s'observe bien dans l'olistostrome près du contact avec la série volcano-détritique. ~~C'est une crénulation discrète, subhorizontale, elle est dirigée N 90 à N 100 et pend d'environ 20° vers le Nord ou le Sud (fig. 143 a et b).~~ Je pense que cette schistosité  $S_4$  peut être associée à un léger

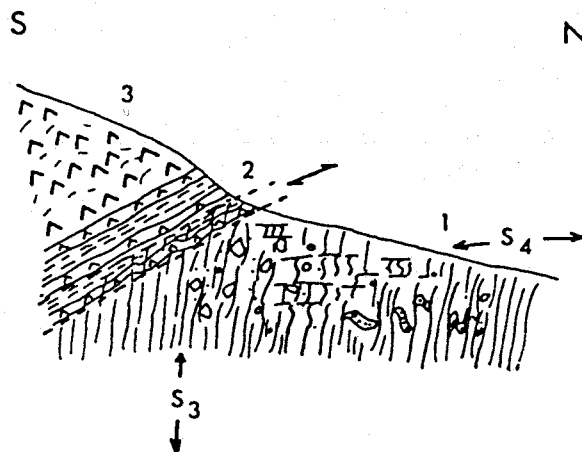


Fig. 143a - Coupe schématique à la partie sud de la boutonnière de Jorf-Ouazzène. Contact entre l'olistostrome carbonifère (1) et la série volcano-sédimentaire viséenne du flanc nord du synclinal de Jerada (2 : tufs et tuffites de base, 3 : brèches dacitiques).

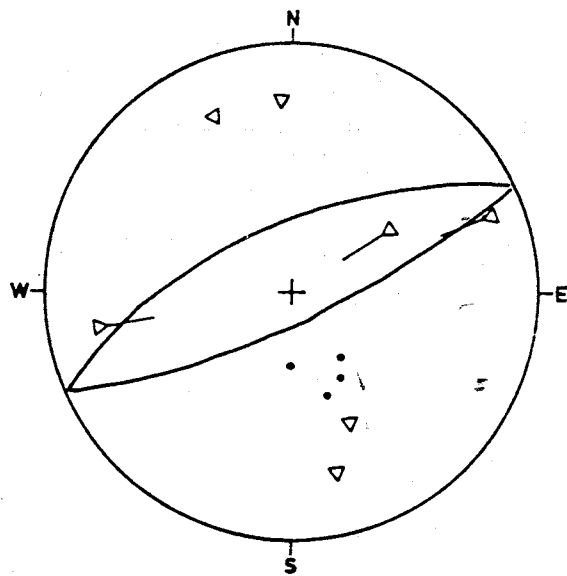


Fig. 143b - Stéréogramme des structures  $D_3$  dans l'olistostrome et les tufs viséens.

décollement de la série volcanique très compétente par rapport à l'olistostrome, avec cisaillement situé à la base des brèches dacitiques. Ce cisaillement du Sud vers le Nord serait une manifestation tardive du raccourcissement post-westphalien.

Les déformations post-westphaliennes de la région de Jerada apparaissent donc très modérées. Dans un système de plis N 70-80 déversés vers le Nord, la schistosité  $S_3$  subverticale ne s'imprime que sur le flanc sud, peut-être en liaison avec la zone de la faille de Guefaït, et sur le flanc nord où elle se localise dans l'olistostrome qui est ici le niveau le plus bas de la série carbonifère. La poussée vers le Nord s'exprime plus tardivement par des cisaillements avec un léger décollement des laves sur l'olistostrome et l'impression locale d'une crénulation  $S_4$ .

#### 7.1.4. CONCLUSIONS

Les déformations post-westphaliennes qui affectent le Carbonifère de la Meseta orientale du Tazekka à Oujda présentent des caractères assez homogènes.

- La compression tardi-hercynienne donne des structures plissées dont le plan axial est généralement subvertical avec cependant tendance au déversement vers le Nord (synclinaux d'Ez-Ziroug et de Jerada), localement vers le Sud (série de Soulouina-Hassiane-Diab).

- Le raccourcissement qui se réalise surtout par les plis, est également marqué par une schistosité  $S_3$  subverticale. L'aplatissement y est peu important, on a un clivage de "fracture" où les phénomènes de rotation sont les mécanismes dominants, les processus de déformation par dissolution-cristallisation sont très localisés, ils marquent une évolution métamorphique qui ne dépasse pas le début de l'anchizone.

- Ces déformations souples sont accompagnées et suivies d'épisodes cassants de faible importance (failles directionnelles, décrochements N 20 sénestres).

- Les directions axiales des plis post-westphaliens varient de N 45 dans le Tazekka, à N 70-80 dans les secteurs plus orientaux de Debdou-Mekam et de Jerada. La direction du raccourcissement maximum associé est NNW-SSE.

#### 7.2. LES DEFORMATIONS POST-WESTPHALIENNES DANS LES TERRAINS ANTE-VISEENS.

Après avoir examiné les déformations dans les terrains carbonifères, il reste à étudier les effets de la phase tardive dans le socle antéviséen. Celui-ci, ayant déjà été structuré par les déformations éovarisiennes, aura un comportement différent de celui des terrains de couverture. Au style souple, en plis, concentriques, souvent synschisteux observés



dans le Carbonifère va correspondre dans le socle un style plus cassant et hétérogène, marqué surtout par des kink-bands affectant un matériel grésopélitique dont le plan d'anisotropie principal est une schistosité antérieure.

J'envisagerai ces déformations dans les différents massifs où la phase antévisséenne est connue et bien datée, et dans ceux où elle est seulement suspectée.

#### 7.2.1. LE TAZEKKA

Nous avons vu précédemment (chap. 6.5.) que le massif du Tazekka achève l'essentiel de sa structuration à la fin des mouvements antévisséens, par la rapprochement des différentes unités : unité occidentale, unité de Bab-Azhar, unité des Schistes du Tazekka. Le raccourcissement ainsi amorcé va se poursuivre pendant la phase tardive.

##### 7.2.1.1. L'unité occidentale

###### a) Sud de Tleta des Zerarda

Les écailles de terrains ordoviciens à dévoniens sont redressées à la verticale et se renversent même dans le SW du massif (fig. 115). Ce mouvement correspond à une accentuation du cisaillement déjà amorcé lors de l'écaillage précoce, les écailles glissant les unes sur les autres en subissant une rotation d'ensemble avec basculement des structures préexistantes (fig. 144). Celles-ci sont en fait très rares (cf. 6.5.3.), ce sont quelques replis décimétriques à métriques affectant les phyllites siluriens et les séries grésopélitiques dévoniennes qui voient leur dilacération s'accroître.

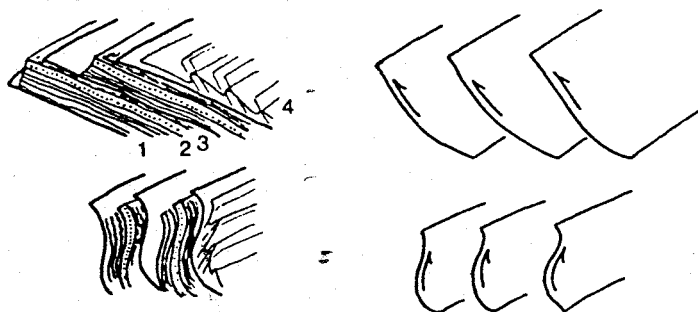


Fig. 144 - Schéma illustrant la déformation tardive des écailles du Tazekka occidental. En haut : écaillage éovarisque. En bas : verticalisation des écailles et renversement lors de la phase post-westphalienne. 1 : grésopélites ordoviciennes, 2 : grès-quartzites ordoviciens, 3 : argilites siluriennes, 4 : unité de Bab-Azhar.

Vers l'Est, en se rapprochant du contact avec l'unité de Bab-Azhar on voit se développer des phénomènes de cisaillement plus tardifs indiquant un jeu dextre des contacts. Des plans NE-SW à pendage de 60° en moyenne vers le NW recoupent les schistes siluriens et les découpent en lentilles sigmoïdes indiquant un jeu dextre (fig. 145).

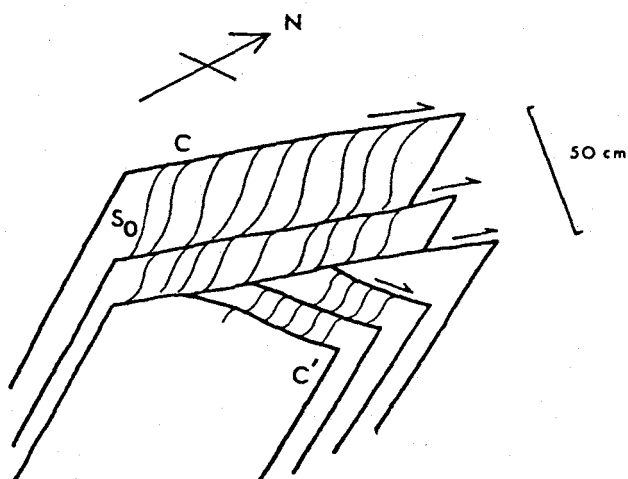


Fig. 145 - Amygdales de cisaillement dans les argilites siluro-lochkoviennes (SE du Jebel Arhi-Asserdoun).

C : plan de cisaillement.  
C' : cisaillement synthétique.  
So : stratification.

Les derniers mouvements se marquent dans les quartzites ordoviciens par le développement de 2 familles de décrochement N 90 dextres et N 160 senestres (fig. 5).

*b) Dans les demi-boutonniers de Bab-Louta et de Bou-Chfâa*

Les déformations tardives n'apparaissent pas aussi évidentes, les plis déversés vers l'Ouest que j'attribue à la phase précoce ne sont pas repris, sinon par des failles tardives N 60 à N.S. Le contact avec la zone de Bab-Azhar est lui, nettement redressé à la verticale. A la limite est de la boutonnière de Bab Louta, c'est une faille N 30 subverticale qui rejoue en décrochement dextre. Ce jeu est clairement indiqué dans les niveaux siluriens situés au-dessus des quartzites ; ils sont découpés par des plans de cisaillement en amygdales sigmoïdes analogues à ce qui s'observe au Sud. Les rejeux tardifs à la limite est de la boutonnière de Bou-Chfâa apparaissent moins nettement : la structure anticlinale N-S soulignée par les quartzites ordoviciens de Bou Jam-Jam voit son plan axial redressé à la verticale, le flanc E est tronqué et disparaît vers le Nord (fig. 146). Là encore un jeu en décrochement dextre peut être mis en évidence : dans le flanc E du pli anticlinal, les bancs de grès sont décalés par des systèmes de diaclases serrées, orientées N 40-50 correspondant à des couloirs cisailants de 50 cm à 2 m de large.

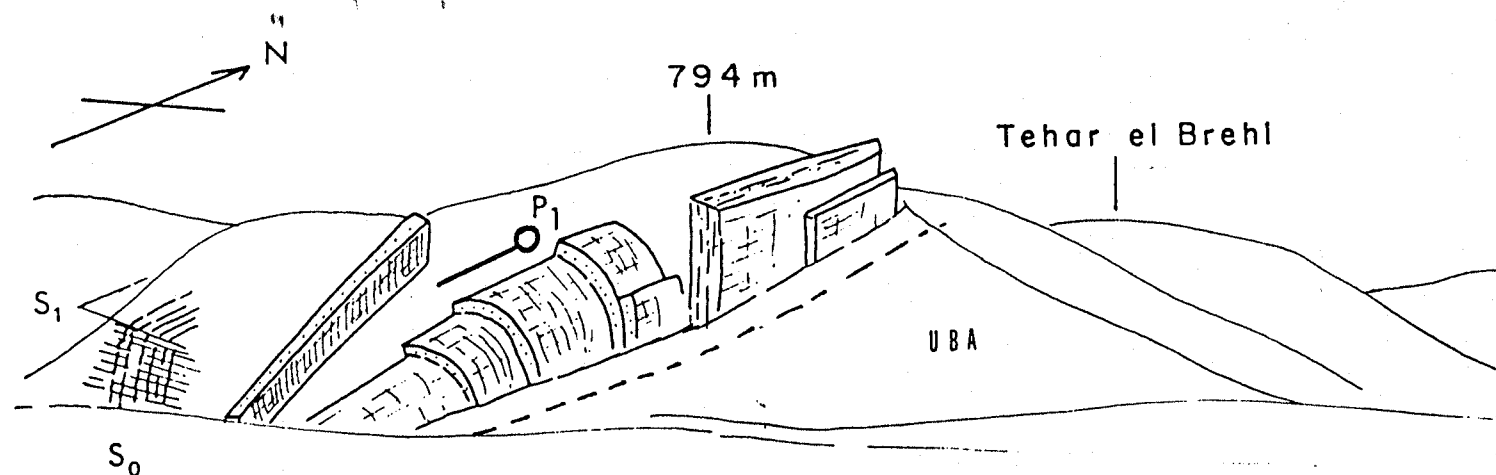
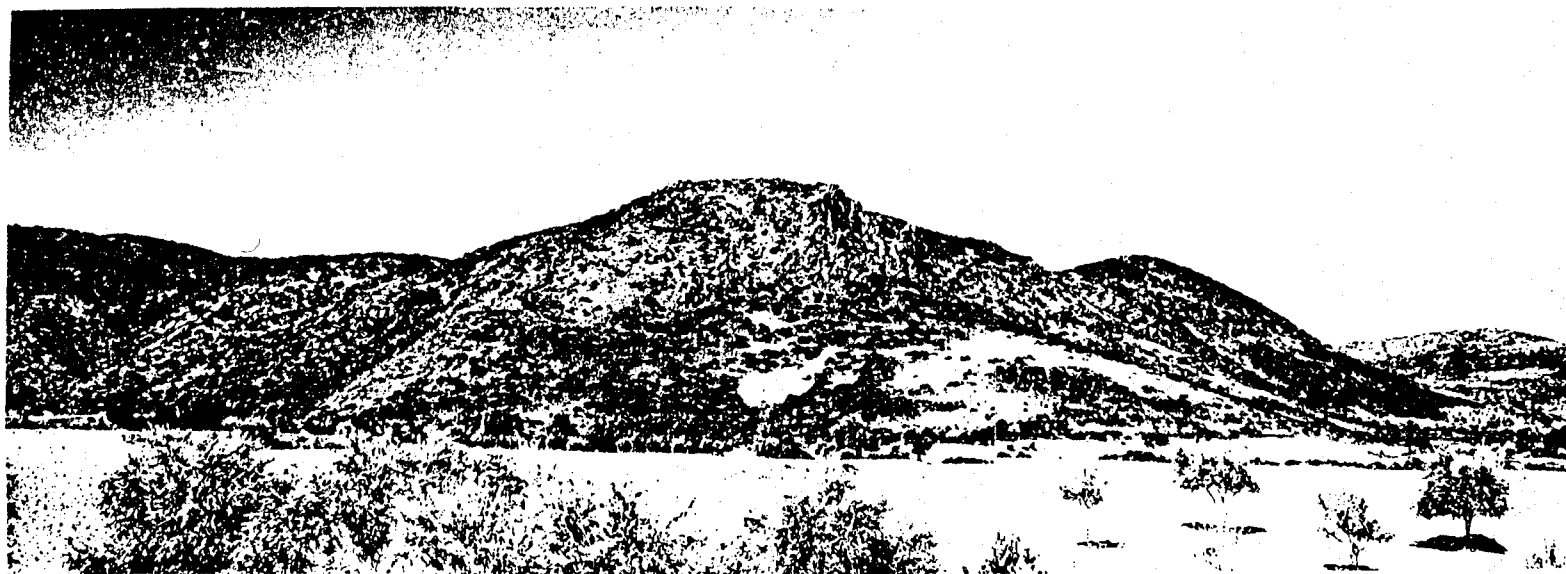


Fig. 146 - Limite SE de la demie-boutonnière de Bou-Chfaâ. Pli  $P_1$  dessiné par les quartzites ordoviciens de Bou-Jam-Jam. Le flanc E est redressé près du contact avec les schistes de l'unité de Bab-Azhar (U B A).

### 7.2.1.2 L'unité de Bab-Azhar et la boutonnière de Bsabis

Dans l'unité de Bab-Azhar constituée essentiellement de schistes de l'Ordovicien inférieur, les déformations tardives se marquent assez bien. Ce sont des plis arrondis ou en chevrons, ou des kniks auxquels est systématiquement associée une schistosité  $S_3$  de crénulation.

Dans la partie nord de l'Unité (fig. 115A), on n'observe pas de structures qui soient sûrement attribuables aux reprises tardives. Les contacts cisailants peu pentés vers l'Est, issus des épisodes de déformations antéviséens  $D_1$  et  $D_2$  vont jouer en accentuant les dilacérations des structures. On peut noter la présence de zones de cisaillement correspondant à des décrochements dextres orientés NS, soulignés par des miroirs striés, et des amydales sigmoïdes (fig.

Dans la partie centrale (fig. 115C), les schistes ordoviciens dont le métamorphisme augmente d'Ouest en Est sont déformés par des plis N20 à N40 dont les axes ont des plongements variant de 0 à 30° vers le NE ou le SW (fig. 147a). Le plan axial est souligné par une schistosité de crénulation  $S_3$  donnant sur les surfaces  $S_0$  ou  $S_{0-1}$  une fine linéation de microplissement. Le pendage de la schistosité varie de la verticale à 45° vers l'Ouest. On passe donc de plis droits à des plis déversés vers l'E.S.E. Cette tendance au déversement vers l'Est est encore accentuée par des cisaillements selon les plans de  $S_3$ .

Dans la partie sud de l'Unité (fig. 115 D-E), on retrouve le même type de déformation. La tendance au déversement vers l'Est est un peu plus accentuée que précédemment, elle suit bien le renversement des écailles de l'Unité occidentale. Des zones de cisaillement selon le plan axial des structures  $D_3$  s'observent fréquemment, ce sont des zones broyées où les schistes sont dilacérés et découpés en amydales sigmoïdes. On retrouve toujours les mêmes directions des structures  $D_3$ , mais la dispersion des plans de  $S_3$  peut être assez importante, probablement liée aux phénomènes de cisaillement (fig. 147b). Ceux-ci correspondent à des zones broyées où les schistes sont découpés en amydales sigmoïdes. La géométrie de ces amydales indiquant des jeux dextres analogues à ce que l'on observe dans l'unité occidentale, et surtout des jeux en failles inverses chevauchantes vers l'Est soulignées par des miroirs striés NE-SW à pendage variable de 20° à 60° vers le NW (fig. 147b).

Le contact chevauchant de l'Unité des Schistes du Tazekka sur l'Unité de Bab-Azhar joue également lors de la phase tardive  $D_3$ . Il se présente comme une faille subverticale ou à pendage fort vers le SE ou plus rarement vers le NW. Dans ce dernier cas, il est réutilisé dans les cisaillements vers le SE (fig. 115B-D). Vers le Nord et le Sud du Massif du Tazekka (fig. 115A-E) c'est le contact initial chevauchant des épisodes  $D_1$  et  $D_2$  qui est repris lors de la phase  $D_3$ , dans la dernière coupe on remarque dans les schistes de l'Unité de Bab-Azhar, les plis  $P_2$  de cisaillement nettement repris par la schistosité de crénulation  $S_3$  à fort pendage vers l'Ouest (fig. 114).

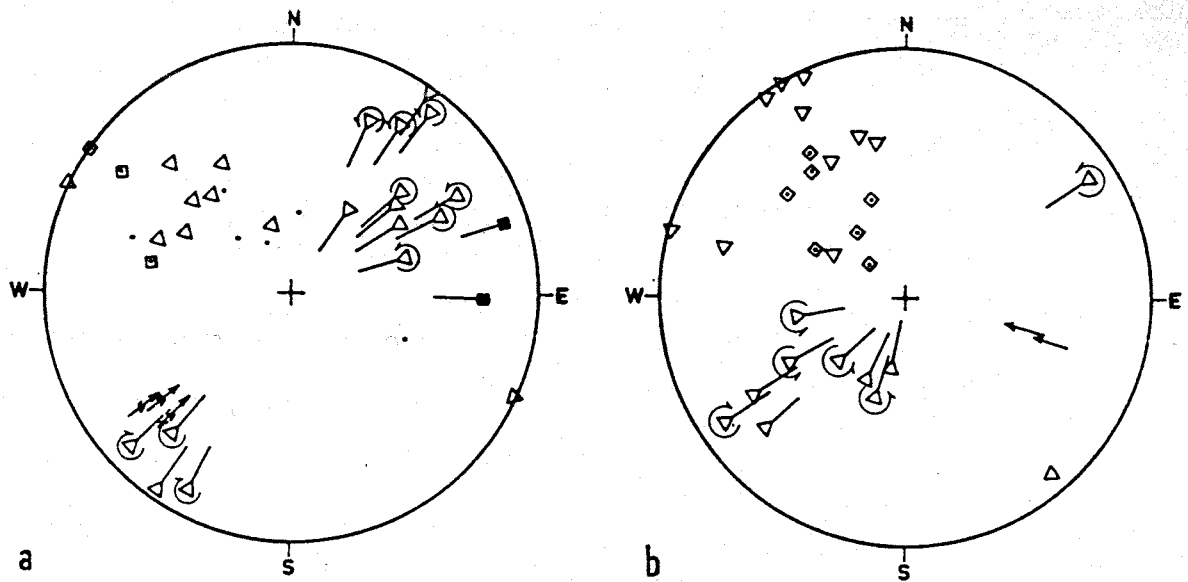


Fig. 147 - Stéréogrammes de structures  $D_3$  dans l'unité de Bab-Azhar. a : partie centrale du massif (coupe d'Arzer Rhiab). b : partie sud (coupe de Tichout Ibaouene).

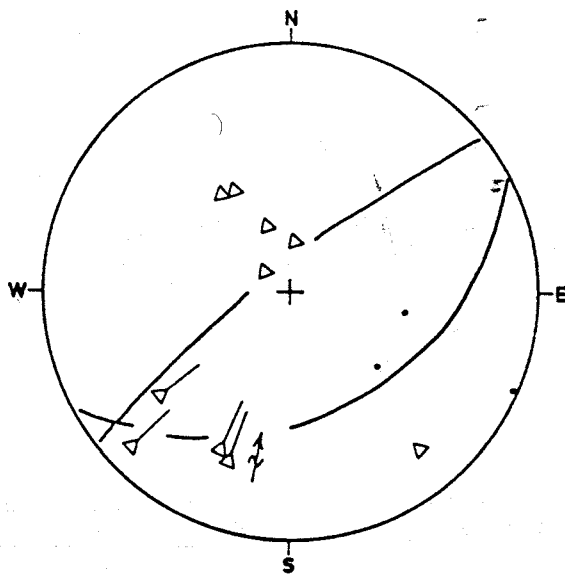


Fig. 148 - Structures tardives ( $D_3$ ) dans les schistes vert-olive du SE de la boutonnière de Bsabis.

Dans la boutonnière de Bsabis, la zone SE est constituée par des schistes ordoviciens dont le faciès est identique aux schistes de l'Unité de Bab-Azhar avec une faible structuration précoce. Ils sont repris par des plis en chevrons et des kink-bands dont les directions sont analogues à ce qui est décrit dans le Tazekka, de même que la tendance au déversement vers le SE (fig. 148).

#### 7.2.1.3. L'unité des Schistes du Tazekka

On retrouve dans les Schistes du Tazekka une structuration tardive très analogue à celle de l'Unité de Bab-Azhar.

Toute la partie ouest de la zone des Schistes du Tazekka, constituée par les faciès lie de vin, subit un basculement d'ensemble au cours duquel les structures  $D_1$  et  $D_2$ , à vergence vers l'Ouest ou le NW sont renversées. Cette disposition s'observe bien depuis le col du Touahar au Nord, jusque dans les secteurs de Jorf-Aïcha, vers le SW du massif. Les structures  $D_3$ , liées à ce basculement sont des plis en chevrons et des knicks de direction N10 à N50, dont le plan axial est incliné vers le NW. Le pendage du plan axial est très variable ; dans les zones où la foliation des schistes reste globalement peu inclinée il est subvertical, à pendage fort vers le NW ou le SE ; dans les zones où la foliation est redressée et prend des pendages vers l'Ouest, le plan axial des  $P_3$  s'incline à  $45^\circ$  vers le NW. La tendance au déversement vers l'Est est cependant dominante avec des cisaillements selon  $S_3$  et développement de zones où la  $S_3$  est subhorizontale (fig. 149). La  $S_3$  est une schistosité de crénulation discrète, localement on peut remarquer un début de différenciation métamorphique. Le clivage  $S_3$  recoupe toujours nettement les structures antérieures la foliation  $S_{01}$  et les schistosités  $S_1$  et  $S_2$  sont crénulées (fig. 107a).  $S_3$  est un clivage de crénulation discret, les microlitons sont bien individualisés, mais en général espacés, les plans de clivage sont parfois soulignés par des impuretés ferrugineuses et par des liserés d'opakes.

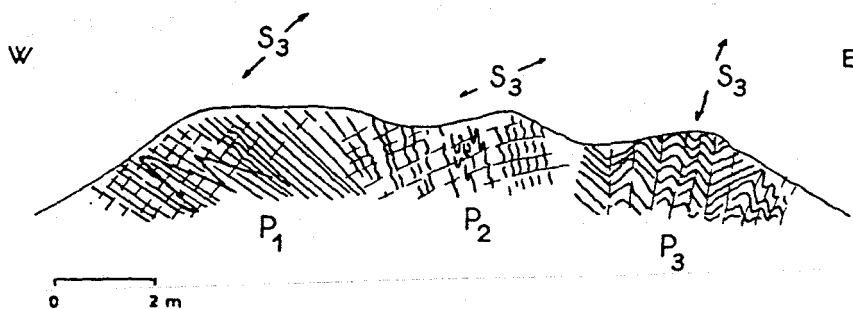


Fig. 149 - Schistes du Tazekka lie de vin (Piste de Bab Souk-Chejra). Variations du pendage de  $S_3$  recoupant les structures antérieures ( $P_1$ - $P_2$ ). Voir aussi la fig. 88.

Dans ce secteur ouest il est intéressant de noter le quasi parallélisme entre les directions des structures  $D_3$  et celles des structures plus anciennes. Les stéréogrammes (fig. 90, 87) montrent bien les axes et les linéations regroupées selon des directions N20, les pôles des plans de schistosités  $S_1$ - $S_2$ - $S_3$  sont sur un grand cercle du canevas, les dispersions les plus importantes étant celles de la  $S_3$ .

Ceci indique que, au cours de ces différentes phases de déformation, la direction du raccourcissement reste assez constante (en moyenne, WNW-ESE) ; la déformation passant d'un régime tangentiel à vergence W à un serrage avec plan d'aplatissement subvertical et tendance au rétrochevauchement vers l'Est.

Le NE du massif, où affleurent les schistes vert-olive, est surtout déformé par des plis  $P_3$  à plan axial subvertical. Ce sont toujours des knicks ou des plis en chevron centimétriques à décimétriques d'axe N20 à N50, le pendage du plan axial varie de la verticale à  $45^\circ$  vers le SE ou le NW et on observe des zones de plis  $P_3$  déversés soit vers le NW, soit vers le SE, ce dernier système étant de loin le plus développé (fig. 150), dans les paquets nettement déversés, la  $S_3$  devient subhorizontale. Le clivage  $S_3$  est une crénulation discrète qui présente les mêmes caractères que dans les schistes lie de vin. La crénulation déforme et recoupe nettement les structures antérieures  $S_{01}$ ,  $S_1$  ou  $S_2$  (fig. 151a-b). Le serrage est parfois plus accentué, on a alors une crénulation différenciée découpant la roche en microlitons, ce phénomène reste cependant limité à des bandes de largeur décimétrique. La déformation  $D_3$  est dans son ensemble très modérée.

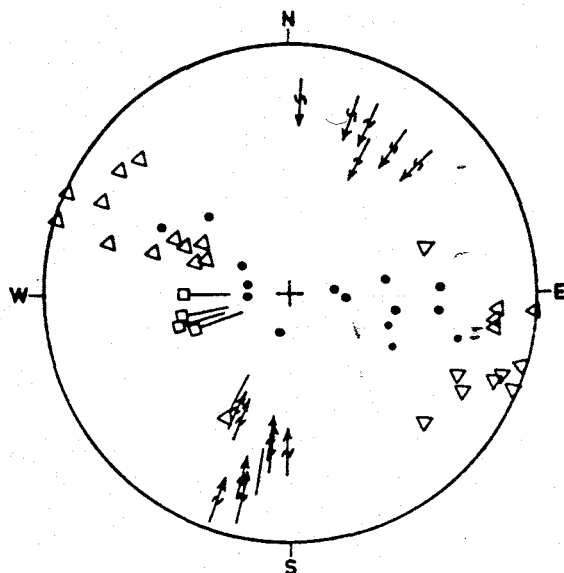


Fig. 150 - Les structures  $D_3$  reprenant des linéations  $L_{0-1}$  Schistes vert-olive ordoviciens. Route Sidi Abdallah - Bab-bou-Idir entre Bab Taka et la piste du Jebel Tazekka.

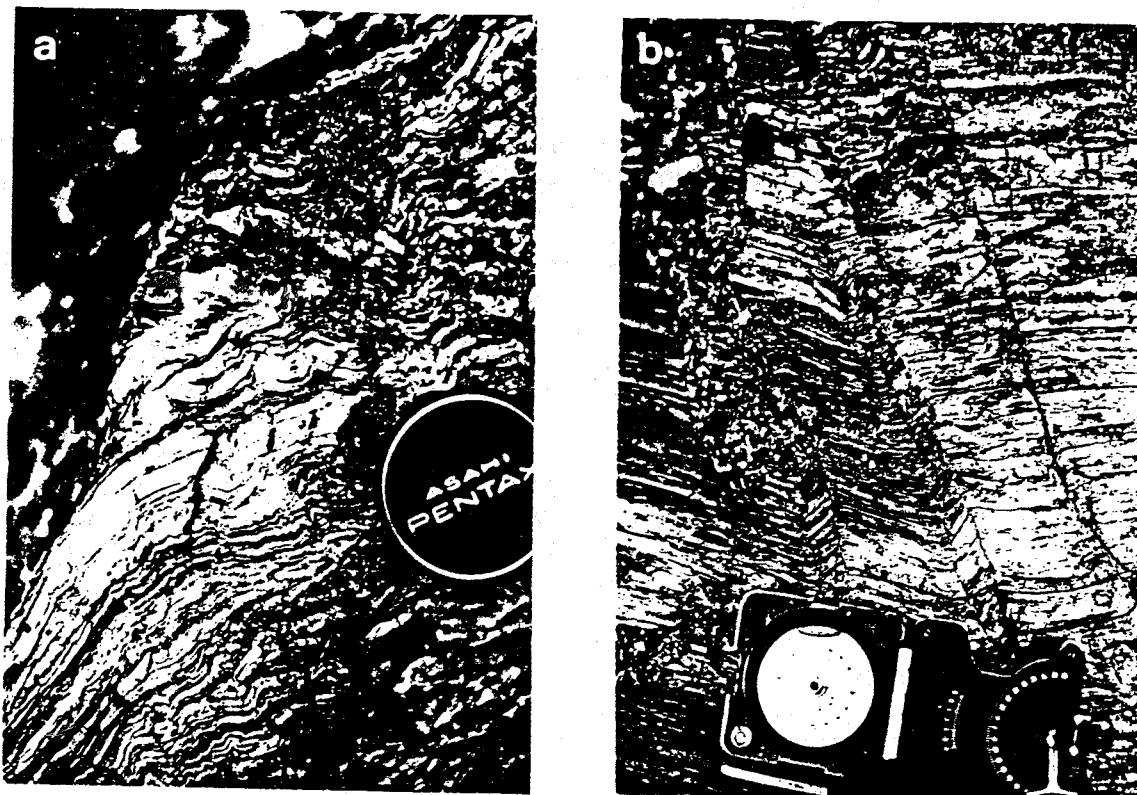


Fig.151 - Microstructures  $D_3$  dans les schistes vert-olive du Tazekka.  
a: micropli  $P_1$ , repris par la crénulation  $D_3$  subverticale. b: kink-bands  $D_3$  déformant la  $S_{0-1}$  (route secondaire 311 entre Bab-Azhar et Bab-bou-Idir).

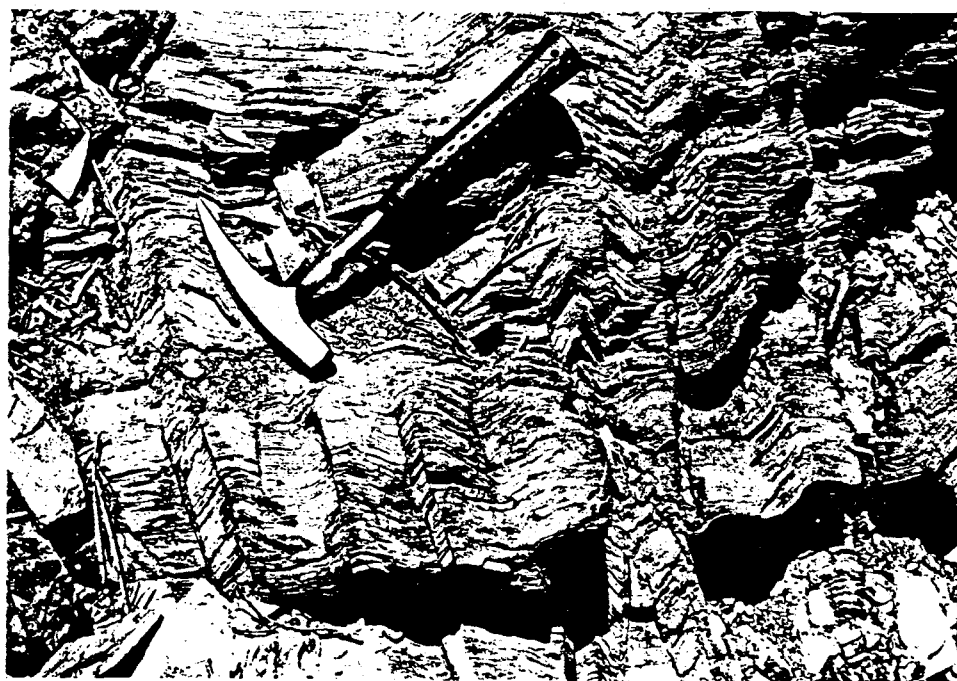


Fig.152 - Kink-bands  $D_3$  à plan axial et axes verticaux reprenant la  $S_{0-1}$  des schistes dévoniens de Debdou-Mekam (route de la mine de Sidi-Lahcen, boutonnière du Mekam).



## Conclusion

Pendant la phase post-westphalienne, le massif du Tazekka est soumis à un serrage NW-SE qui donne naissance à des structures orientées en moyenne NNE-SSW à NE-SW ; le plan d'aplatissement est dans l'ensemble subvertical, avec cependant une nette tendance à un déversement des plis vers le SE, accompagné par des cisaillements. Dans la partie occidentale, structurée dans des conditions superficielles pendant la phase précoce, on assiste surtout à des reprises des structures antérieures qui accentuent leur dilacération pendant les cisaillements. Ceux-ci contribuent à redresser les principaux contacts anormaux entre les écaïlles et unités de Paléozoïque. Vers l'Est du massif (unité de Bab-Azhar et Schistes du Tazekka) les terrains ordoviciens sont métamorphisés et affectés par une ou deux schistosités. Il en résulte un comportement plus rigide avec apparition de nouvelles structures de type chevrons ou knicks. Ces déformations me semblent compatibles, tant par leurs directions que par leurs modalités (mécanisme, intensité), avec ce que l'on observe dans les séries volcano-détritiques viséo-namuriennes. Les jeux dextres que l'on observe à proximité des principaux accidents ainsi qu'entre le socle et le Viséo-Namurien sont contemporains ou un peu postérieurs aux plissements  $D_3$ , ils restent compatibles avec une compression ENE-WSW à E-W ainsi d'ailleurs que les systèmes de décrochements N90 dextres et N160 à N140 senestres surtout visibles dans les écaïlles de l'unité occidentale.

### 7.2.2. LES BOUTONNIERES DE DEBDYOU-MEKAM

Les séries dévoniennes qui constituent les boutonnières de Debdou-Mekam sont affectées par deux épisodes de plissements synschisteux antéviséens dont le premier au moins correspond à la phase bretonne. La phase  $D_3$  post-westphalienne est bien développée dans les deux boutonnières où elle se superpose nettement avec deux épisodes précédents.

Elle est caractérisée par des chevrons et des kink-bands centimétriques à métriques dont le plan axial est orienté en moyenne N45 à N70 (fig. 152). Le pendage est subvertical avec des écarts jusqu'à des pendages de 45° vers le Nord qui restent cependant très locaux (fig. 60, 70). La schistosité qui accompagne ces plis est une crénulation donnant une fine linéation de microplissement sur les plans satinés  $S_{01}$ . Dans les kink-bands, c'est une crénulation discrète, espacée, dans les chevrons, plus serrés on observe un début de différenciation métamorphique, et des concentrations d'opaques selon les plans de  $S_3$ .

Les axes de plis et les linéations sont très dispersés dans les plans axiaux. Ce phénomène est lié à l'attitude variable des plans  $S_{01}$  déformés par les plis couchés  $P_2$ , NW-SE.

Cette dispersion est également due à des phénomènes de décrochement dextres qui se produisent dans les plans de  $S_3$  et qui dilacèrent les schistes en amygdales sigmoïdes, avec un jeu dextre déjà annoncé par l'assymétrie des knicks et des chevrons, notamment sur le bord NW de la boutonnière de Debdou (fig. 60).

Des reprises plus tardives se marquent par des décrochements dextres N110-120, et senestres N140-150. Ces jeux sont tardifs, ils recourent les plis  $D_3$  et les cornéennes du granite d'Alouana.

En conclusion, les déformations tardives, post-westphaliennes dans les terrains antéviséens les boutonnières de Debdou-Mekam sont de faible intensité. Elles correspondent à un raccourcissement modéré selon une direction NNW-SSE. Elles sont compatibles avec les structures observées dans le Carbonifère de ces deux boutonnières.

### 7.2.3. LE BOUDOUFOUD ET LES BENI-SNASSENE

On retrouve dans ces deux boutonnières une série flysch d'âge dévonien dont la structure, analogue à celle observée dans les boutonnières de Debdou-Mekam, peut raisonnablement être attribuée à la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne.

#### 7.2.3.1. Le Boudoufoud

Les schistes du Boudoufoud sont intensément dilacérés par des phénomènes de cisaillement que j'ai attribué à la phase précoce de l'orogénèse hercynienne.

Il est difficile de mettre en évidence des structures qui puissent être liées avec certitude à la phase post-westphalienne. Dans les schistes on relève cependant une linéation de microplissement  $L_3$  N50 à N90 associée à un clivage de crénulation subvertical très espacé (fig. 74, 76). Il s'agit probablement là de déformations contemporaines des structures  $D_3$  décrites ailleurs. L'intensité de la déformation reste cependant très modeste.

Sur la bordure sud du massif du Boudoufoud on relève de nombreux indices de décrochements dextres selon des directions N70-90, affectant les terrains touchés par le métamorphisme de contact. Là encore ces structures sont corrélables avec ce qui est connu dans les boutonnières de Debdou-Mekam.

#### 7.2.3.2. Les béni-Snassène

Contrairement au Boudoufoud, dans le massif des Beni-Snassène les déformations attribuables à la phase post-westphalienne sont remarquablement bien développées, au point que ce sont les seules structures qui furent reconnues depuis longtemps dans ce massif (GENTIL, 1908).

Dans l'ensemble du massif les structures  $D_1$  et  $D_2$ , précoces, sont reprises par les plis  $P_3$  d'échelle centimétrique à hectométrique. Ce sont des plis concentriques ou en chevrons, dont l'angle d'ouverture est variable passant de plis ouverts à des plis subisoclinaux.

Ces plis ont une direction variant de N60 à N90, le plongement axial reste faible sauf dans certaines zones où on remarque leur cisaillement selon le plan axial. Ce dernier est subvertical avec des variations correspondant à des plis légèrement déjetés à déversés vers le Nord ou le Sud (fig. 153).

La schistosité  $S_3$ , parallèle au plan axial est systématiquement développée dans l'ensemble du massif. C'est un clivage de crénulation serré ou parfois un clivage ardoisier espacé. La  $S_3$  se marque surtout dans les lits pélitiques, elle se réfracte et passe à des plans irréguliers et espacés dans les lits gréseux. Elle détermine avec  $S_0$  une linéation de microplissement et un débit en crayons ou en frites. <sup>01</sup>

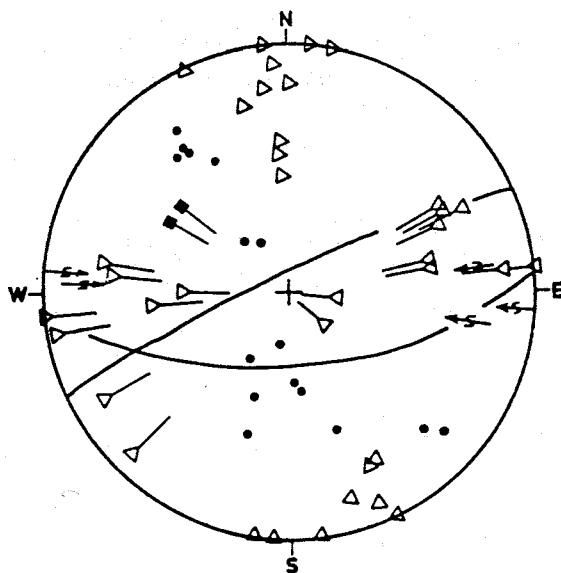


Fig. 153 - Structures  $D_3$  dans les Béné-Snassène. Flysch dévonien, piste des Crêtes à l'Ouest de Ras Fourhal entre les points cotés 1130 m et 1118 m (Sidi Yahia).

Ces plis  $P_3$  sont parfois recoupés par des plans de cisaillement peu pentés, recoupant les flancs des plis et contribuant à accentuer le déversement. Ceci s'observe très bien dans l'Ouest de la boutonnière, au pied du jbel Tamjout dans la descente vers les Gorges du Zegzel (fig. 154).

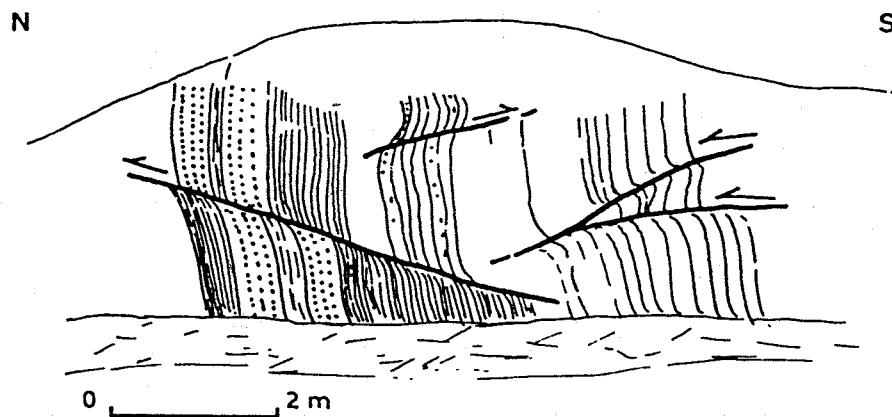


Fig. 154 - Cisaillements subhorizontaux dans des grés-pélites (Dévonien ?). Piste des Crêtes à l'Ouest du Jebel Tamjout, début de la descente vers les gorges de Zeg-zel.

Les Beni-Snassène montrent donc des déformations  $D_3$  N70-90, à plan axial subvertical, analogues à celles des boutonnières de Jerada et de Debdou-Mekam. La direction de raccourcissement reste toujours NNE-SSW. L'intensité de la déformation marquée par le raccourcissement due au plissement et par la schistosité très bien marquée semble plus importante que dans les autres secteurs déjà énumérés.

#### 7.2.4. LES TERRAINS ANTEVISÉENS DE LA REGION D'OUJDA

Les terrains d'âge ordovicien à dévonien de la région d'Oujda ont été structurés en écaillés lors d'un épisode antéviséen ou viséen (§ 6.6.).

Cet ensemble écaillé est repris par des structures plissées dont l'orientation générale N70 à N90 correspond aux directions de la phase post-westphalienne du synclinal de Jerada.

##### 7.2.4.1. La boutonnière de la Koudiat-Touila

Dans cette boutonnière, j'ai déjà signalé (§ 6.6.), dans les phtanites siluriens, des ondulations d'axe N60 à plan axial subvertical. Au SE du sommet 855 de Koudiat Touila, on retrouve des replis centimétriques en chevrons dans les phtanites, leur dissymétrie indique un déversement vers le NW (fig. 127). Des replis du même style se retrouvent dans les schisto-cornéennes de l'enveloppe métamorphique du granite des Béni-Oukil. Un clivage très irrégulier et espacé peut localement s'observer dans le plan axial de ces replis.

##### 7.2.4.2. La boutonnière des Zekkara

La déformation la plus importante que j'attribue à l'épisode  $D_3$  post-westphalien est le développement de plis synschisteux dans la partie W de la boutonnière. Ces plis se développent dans une bande étroite E-W, d'environ 1.000 m. de large entre les quartzites de l'Ordovicien et le contact anormal avec les écaillés de terrains ordoviciens et dévonien (fig. 129).

Ce sont des plis arrondis ou en chevrons d'échelle centimétrique à métrique. Le clivage  $S_3$  se développe au toit des grès-quartzites de l'Ordovicien qui sont redressées à la verticale par le plissement  $P_3$ , c'est un clivage de fracture, irrégulier et espacé, subhorizontal, il détermine avec la stratification des pélites ordoviciennes un débit en crayon ou en allumettes N70 (fig. 155). Vers le Sud, l'amplitude des plis  $P_3$  augmente, on observe même des plis subisoclinaux. La schistosité  $S_3$  reste orientée E-W avec un pendage vers le Nord de 30 à 40°. Dans ces replis assez fermés, c'est un clivage fin et régulier de type crénulation, on observe tous les intermédiaires entre une crénulation discrète et un début de crénulation différenciée.

Dans le SW de la boutonnière, les écaillés d'Ordovicien inférieur sont déformées par des plis en chevrons d'axe N60 à N80 déversés vers le NNW (fig. 156 et fig. 43), on n'y observe pas de schistosité. Ces plis sont cisailés dans leur plan axial, ce qui conduit, je pense, à l'écaillage de l'Ordovicien et de l'olistostrome au cours de l'épisode  $D_3$ .

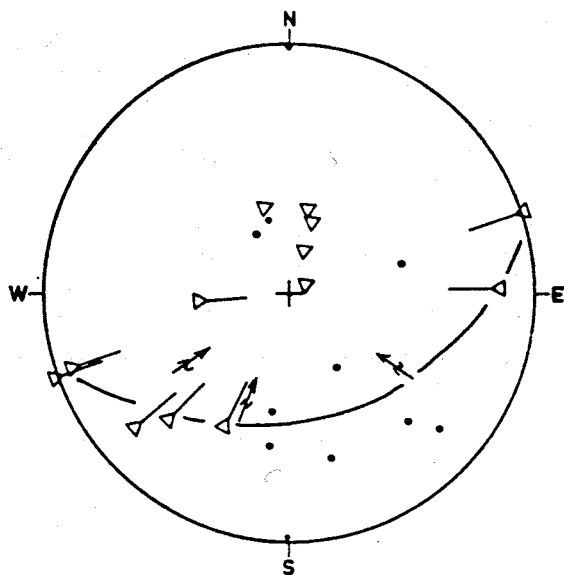
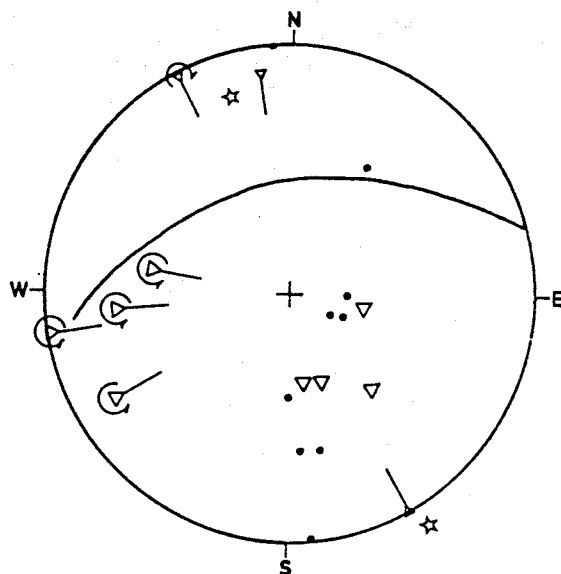


Fig. 155 - Ouest de la boutonnière des Zekkara. Structures  $D_3$  cisailées dans les pélites micacées de l'Ordovicien. Zone située entre les blocs de calcaire dévonien et le point coté 1190 m.

Fig. 156 - SW de la boutonnière des Zekkara. Replis dans les lames d'Ordovicien inférieur écaillés avec l'olistostrome carbonifère (voir fig. 43). Etoiles : replis localisés au contact entre l'Ordovicien et l'olistostrome.



Ce cisaillement postérieur au plissement est dirigé du Sud vers le Nord. Il se marque par un rejeu du contact anormal entre le système d'écaillés du Sud de la boutonnière et les terrains ordoviciens du Nord qui sont affectés par les plis synschisteux. Le jeu de ce contact, E-W à pendage Nord est souligné par des brèches tectoniques ; dans le compartiment Nord, il est probablement responsable de la dispersion des axes et des linéations liées à l'épisode  $D_3$  (fig. 155). Cette dispersion se fait par cisaillement selon des plans proches de la schistosité  $S_3$  ; ces plans sont soulignés par des brèches de schistes ordoviciens et par des miroirs striés indiquant des sens de déplacement du Sud vers le Nord.

### 7.2.4.3. La boutonnière de Jorf-Ouazzène

La déformation  $D_3$  est relativement mieux marquée que dans les Zekkara et Koudiat-Touilla. Dans la bande écaillée du secteur de l'Aïn Rhoula (fig. 130), les terrains ordoviciens et siluriens (et dévoniens?) sont disposés en lames subverticales entre lesquelles on peut observer des plis  $P_3$  correspondant à des chevrons ou à des plis arrondis. Ces plis peuvent être assez fermés voire même subsoclineaux dans les faciès grésopélitiques de l'Ordovicien ou du Dévonien. Le plan axial est N70-90, subvertical. On constate que les axes de plis  $\gamma$  sont très dispersés, le plongement passant de l'horizontale à la verticale (fig. 157). Cette dispersion est liée sans doute à la disposition initiale des couches écaillées, mais surtout à des phénomènes de cisaillement post  $P_3$  qui se font selon des plans  $S_0$  parallélisés avec le plan axial des plis  $P_3$ .

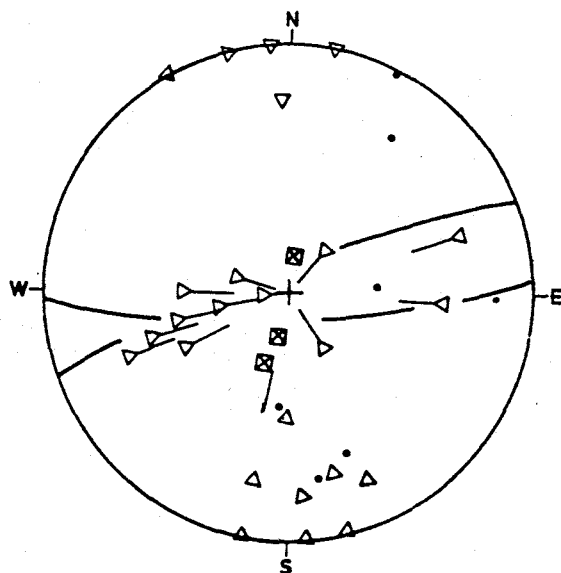


Fig. 157 - Structure  $D_3$  dans les écaillés ordovico-siluriennes de Jorf-Ouazzène (coupe de l'Aïn Rhoula).

La schistosité  $S_3$  qui se développe dans les charnières est un clivage espacé de type  $S_3$  crénulation ou clivage de fracture. Dans les flancs il se parallélise avec  $S_0$ , en contribuant à accentuer l'anisotropie planaire initiale. Cet aplatissement reste cependant très modéré.

Au microscope, la schistosité  $S_3$  est un clivage de crénulation discret, ne se marquant que par la flexuration des micas détritiques. Dans les flancs des plis, la schistosité  $S_3$  ne s'imprime pas en temps que clivage. On observe une accentuation du débit initial sédimentaire  $S_0$ . Le degré d'évolution tectonométamorphique reste cependant très faible, dans les lits silteux, les grains de quartz conservent leur forme initiale, dans les niveaux pélitiques, les grains de petite taille (10-50  $\mu$ ) prennent une forme effilée, en amande (fig. 158).

Vers le Nord, entre l'Aïn-Rhoula et le Jbel Aourir, affleurent essentiellement des pélites grises ou verdâtres correspondant très probablement à une ou plusieurs écaillés d'Ordovicien. Le débit  $S_0$ , présente souvent un aspect satiné qui, je pense, est lié à un faible métamorphisme thermique, attribuable à la granodiorite qui affleure à l'Ouest du Jbel Aourir et qui appartient au même ensemble que la granodiorite des Zekkara. La déformation  $D_3$  se marque par des plis centimétriques à décimétriques, de type pli en chevron E-W à plan axial subvertical, ils sont localement déjetés vers le Nord ou le Sud. La schistosité  $S_3$ , de plan axial est une crénulation.

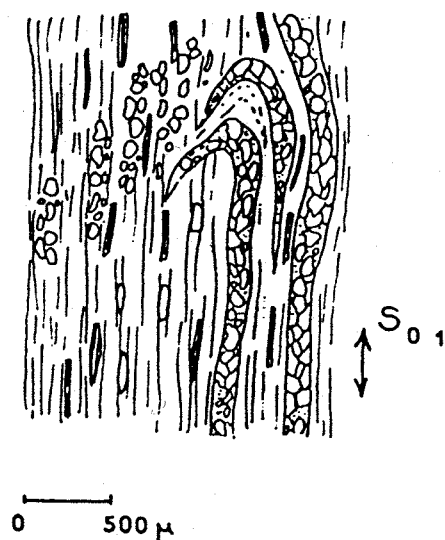


Fig. 158 - Aspect microscopique de la  $S_{0-1}$  dans les pélites mica-cées de l'Ordovicien de Jorf-Ouazzène (secteur de l'Aïn Rhoula).

Au microscope la  $S_3$  se place dans le plan axial de chevrons déformant une  $S_0$  déjà plus ou moins dilacérée, les flancs des plis sont souvent cisaillés. Le clivage se dispose sous forme de plans irréguliers, anastomosés, assez rapprochés ( $20-30 \mu$ ) ; il est souligné par des films rougeâtres ferrugineux. Dans les amandes ou les microlitons ainsi délimités, la fabrique est quasi inexistante. Les phyllites sont ondulées, les grains de quartz subissent des rotations, et parfois une faible dissolution le long des plans de  $S_3$ .

A l'Est du Jebel Aourir, ces mêmes plis  $P_3$  sont, comme à l'Aïn-Rhoula, très désorganisés par des cisaillements selon des plans E-W subverticaux. Les axes sont dispersés et les schistes découpés en amygdales sugmoïdes. Les calcaires dévoniens voient leur désorganisation initiale accentuée par ces mouvements tardifs.

### Conclusion

La phase post-westphalienne qui affecte les terrains antéviséens de la région d'Oujda donne des structures de direction  $N70-90$ . Ce sont essentiellement des plis, dont les plans axiaux, subverticaux, peuvent s'incliner vers le Nord ou le Sud et qui constituent des structures déjetées ou déversées. Une schistosité  $S_3$  apparaît de façon assez inégale. Elle est bien développée à l'Est (Jorf-Ouazzène), par contre vers l'Ouest (Guenfouda, Zekkara, Béni-Ouhil) elle est absente ou localisée dans des bandes étroites.

En général le raccourcissement reste modéré. La déformation se réalise essentiellement par flexion et cisaillement, l'aplatissement dans le plan subvertical est faible, marqué par le développement inégal de la schistosité. Cette dernière est en général une crénulation discrète. L'aplatissement s'y réalise surtout par des rotations de minéraux, des bandes de pliages dans les micas, le processus de dissolution-recristallisation reste peu intense.

Cet épisode de plissement est suivi par des cisaillements conduisant à des écaillages vers le Nord, une dispersion et une dilacération des charnières des plis  $P_3$ .

Ces structures sont corrélables avec les structures  $D_3$  des séries post-viséennes du bassin de Jerada dont elles ont la direction. La différence de style se marque surtout par le mauvais réglage tectonique dans le substratum qui s'oppose aux structures simples et bien réglées du synclinal de Jerada, du fait de l'importance de la désorganisation anté-westphalienne des terrains ordoviciens à dévoniens.

#### 7.2.5. LES BOUTONNIERES DU SUD DE LA MESETA ORIENTALE MIDELT, MOUGUEUR, TAMLELT

Dans ces trois boutonnières, qui constituent la partie la plus méridionale de la Meseta orientale, affleurent des terrains antéviséens qui ont été structurés par la phase bretonne. Celle-ci est bien datée à Midelt, et j'ai admis que les structures analogues, observables dans le Mougueur et au Nord du Tamlelt étaient également issues de cette phase.

Les déformations évarisques de ces boutonnières sont toujours reprises par des structures d'orientation moyenne WNW-ENE à plan axial subvertical qu'il est tentant de paralléliser avec les structures post-westphaliennes connues au Nord.

##### 7.2.5.1. La boutonnière de Midelt

Les reprises tectoniques principales que l'on observe dans la boutonnière de Midelt sont de deux types.

##### a) Une crénulation $S_3$

Celle-ci est surtout observable dans la partie occidentale de la boutonnière (vallée de l'Oued Adrahal, vallée de l'Oued Bel-Lahsen). Les phyllades, structurées par des plis synschisteux synmétamorphiques (épisodes  $D_1$  et  $D_2$  de la phase bretonne voir chapitre 6.1) sont recoupées par un clivage de crénulation  $S_3$ . C'est un clivage fin et régulier correspondant à une crénulation discrète ou différenciée. Les plans de schistosité  $S_3$  sont en moyenne E-W, subverticaux. Leur intersection avec la foliation des phyllades se marque par une fine linéation de microplissement  $L_3$  (fig. 159).

On remarque également un étirement parallèle à la linéation  $L_3$ . Cet étirement est souligné par des baguettes allongées de chlorite, des taches verdâtres allongées, correspondant à des minéraux de métamorphisme, rétro-morphosés et étirés.

Il est important de souligner ici que cet étirement correspond, par sa direction et par la nature des minéraux étirés, à la linéation d'allongement que l'on observe dans l'ensemble de la boutonnière et que j'ai reliée à l'épisode de cisaillement synmétamorphique  $D_2$  d'âge breton (cf. chap. 6.1.). Cette observation m'amène à formuler l'hypothèse suivante :



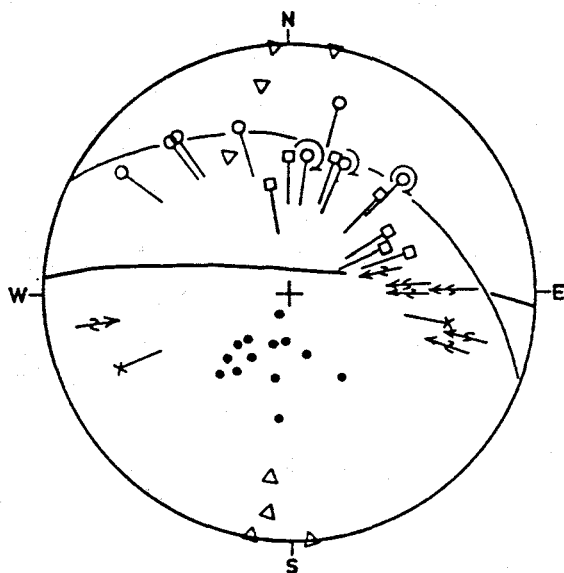


Fig. 159 - Phyllades dans l'Ouest de la boutonnière de Midelt. Structures  $D_1$ - $D_2$  et crénulation  $D_3$  N 90.

la crénulation  $S_3$ , qui correspond effectivement à un épisode tardif, par rapport à la foliation issue des phases  $D_1 + D_2$ , s'inscrirait en fait dans la continuité de ces événements bretons. La déformation tangentielle, avec aplatissement et étirement X dans un plan subhorizontal, évolue vers un régime de constriction (cf. § 6.1.2.2.) avec raccourcissement selon Y et Z. Lors de l'épisode  $D_3$  une inversion des directions Y et Z conduit à un aplatissement dans un plan subvertical avec toujours un étirement X subhorizontal.

Cette hypothèse conduit à admettre que l'épisode  $D_3$  de Midelt pourrait être plus proche dans le temps de la phase bretonne à 366 Ma et donc distinct d'une phase post-westphalienne. L'observation, dans l'Ouest de la boutonnière, de minéraux de métamorphisme de contact (chlorites en rosettes, andalousites) postérieurs à la crénulation  $S_3$ , va également dans ce sens. D'après la carte géologique d'Emberger (1965), ces minéraux de métamorphisme de contact sont liés à la mise en place des granites calco-alcalins, ces derniers étant datés de 319 Ma (CLAUER et al., 1980). La crénulation  $S_3$  serait donc antérieure à cette date, c'est-à-dire antérieure au Namurien d'après l'échelle chronostratigraphique de ODIN et al. (1982). Les travaux de détails entrepris (RHINANE, thèse en cours) permettront sans doute de mieux cerner les rapports cristallisation-déformation au cours de la mise en place des différents granitoïdes de Midelt. Si l'hypothèse ci-dessus se vérifie, cela signifie que la crénulation E-W de l'Ouest de la boutonnière serait à lier soit à la fin de la phase bretonne, soit à une phase sudète.

#### b) Les déformations tardives

Celles-ci sont peu importantes, elles correspondent à des décrochements NE-SW senestres et N 110-130 dextres (VAUCHEZ, 1976). Des kink-bands d'échelle centimétrique à décimétrique les accompagnent

##### 7.2.5.2. La boutonnière du Mougeur

Les plis couchés synschisteux sont recoupés par des chevrons ou kink-bands dont la direction axiale varie de N 45 à N 90. Un clivage de crénulation discret apparaît selon le plan axial subvertical (§ 6.4.1. et fig. 83).

### 7.2.5.3. La boutonnière de Tamlelt

J'ai déjà évoqué au chapitre 6.4.2. le problème de la boutonnière de Tamlelt où il est possible de distinguer deux grands domaines structuraux.

a) Dans le domaine nord, j'ai attribué la foliation à la phase bretonne (épisodes  $D_1 + D_2$ ). Cette foliation est déformée par des kink - bands et des chevrons centimétriques à décimétriques. Le plan axial de ces chevrons est orienté N 70 à N 100, il est subvertical. Une schistosité de crénulation  $S_3$ , discrète, de plan axial, est répartie de manière uniforme dans ces phyllades, elle détermine avec la foliation une linéation de microplissement  $L_3$ .

b) Dans le centre et le Sud de la boutonnière, on n'observe qu'une seule phase de déformation. Celle-ci donne des plis E-W d'échelle kilométrique à métrique. Les grandes structures sont observables cartographiquement, comme par exemple le synclinal à coeur silurien du Jebel Zerrouk (Du DRESNAY, 1977). Ce sont des plis synschisteux, à plan axial subvertical ou incliné vers le Sud, avec parfois une légère tendance au déversement vers le Nord (fig. 160). La schistosité orientée E-W (fig. 160) s'imprime dans toute la série depuis les rhyolites du Protérozoïque supérieur jusqu'aux schistes de l'Ordovicien supérieur. Elle détermine avec  $S_0$  une linéation d'intersection dont les plongements sont modérés. Une linéation d'étirement parallèle à l'intersection est assez bien marquée sur le flanc sud du synclinal du Jebel Zerrouk dans les phyllades d'Aïn Chaïr, les calcaires oolitiques et les calcaires griottes du Cambrien inférieur.

Dans les faciès argileux du Cambrien moyen (Acadien) sur le flanc sud du synclinal, la schistosité est un clivage lisse et régulier de type ardoisier. Au microscope, elle apparaît comme un clivage continu, selon lequel sont réorientés et recristallisés les minéraux phylliteux, les grains de quartz ; qu'ils soient isolés dans les niveaux argileux ou dans les lits gréseux sont déformés en amandes par dissolution-cristallisation avec croissance de barbes micacées. Les néoformations de micas selon la schistosité indiquent le début de l'épizone.

Au Nord de la structure synclinale, l'intensité de la déformation diminue. La schistosité se présente comme un clivage plus espacé. Au microscope, les plans de schistosité sont discontinus, soulignés par des films d'impuretés ferrugineuses. Dans les microlitons, la fabrique est moins bien marquée qu'au Sud avec cependant un début de déformation des quartz par dissolution-cristallisation.

Les observations présentées ici ne correspondent qu'à une reconnaissance rapide dans cette vaste boutonnière qui mériterait une étude approfondie. Elles permettent cependant d'ébaucher une approche de la structure hercynienne de cette boutonnière et de poser les principaux problèmes qui sont à résoudre. Parmi ces problèmes, il faut citer : 1) la nature du contact qui sépare le domaine nord à structuration polyphasée et le domaine central et sud dont la structure apparaît monophasée, 2) l'âge exact des déformations ; j'ai proposé de lier la foliation des phyllades à la phase bretonne (épisodes  $D_1$  et  $D_2$  de Midelt), les plis E-W affectant les deux domaines pourraient être contemporains et résulter de la phase tardive de l'orogénèse hercynienne. Les directions et le style sont assez semblables à ceux de la phase post-westphalienne du Nord de la Meseta orientale (Mekam, Jerada). L'absence de Carbonifère déformé, à proximité, empêche cependant d'être affirmatif. Un âge sudète pourrait également être envisagé.

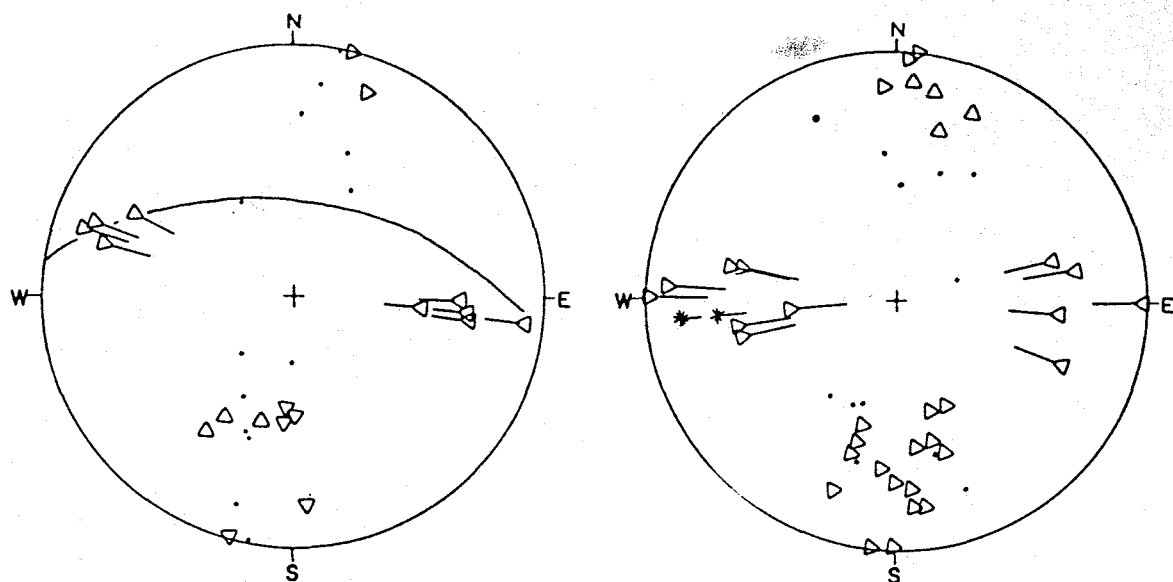


Fig. 160 - Structures de la partie est du synclinal du Jebel Zerrouk (boutonnière du Tamlelt). a : flanc nord du synclinal, b : flanc sud.

### Conclusion

D'une manière générale, de Midelt au Tamlelt, le Sud de la Meseta orientale est caractérisé par une déformation hercynienne tardive, correspondant à des plis E-W à plan axial subvertical. Ces plis reprennent une schistosité antérieure dans toutes ces boutonnières, sauf le Sud du Tamlelt. La déformation reste en général modérée avec, selon le plan d'aplatissement, un clivage de crénulation. Seule la partie sud de Tamlelt montre l'apparition d'une schistosité de flux, ardoisière avec un métamorphisme épizonal.

L'âge de la déformation reste hypothétique, aucun affleurement du Carbonifère n'existant dans ce secteur sud. Par le style et l'orientation il est tentant de paralléliser ces structures avec celles du Nord de la Meseta orientale et de les lier à la phase post-westphalienne. Elles pourraient cependant être plus anciennes, peut-être sudètes. D'autre part, au Sud du Haut-Atlas, le Paléozoïque qui affleure en bordure du craton africain présente des déformations pénétratives synschisteuses. Elles sont post-viséen supérieur à Tineghir (MICHARD et al., 1982) ; plus à l'Est, à Ben Zireg, le plissement synschisteux n'est pas daté avec certitude, il serait antérieur (ou associé) aux cisaillements plats à vergence sud décrits dans la région de Béchar qui eux sont certainement namuro-westphaliens (postérieurs au Namurien et antérieurs au Bashkirien, BALL et al. 1975). Il n'est donc pas exclu qu'une partie des plis E-W synschisteux qui déforment la bordure sud de la Meseta orientale, soit un peu plus anciens que ceux du Nord. Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile d'être plus précis. Seules des datations isotopiques des événements tectonométamorphiques pourraient montrer un éventuel diachronisme des épisodes tardihercyniens.

### 7.3. LA PHASE POST-WESTPHALIENNE. CONCLUSION

Les descriptions des pages précédentes montrent qu'en Meseta orientale la déformation tardi-hercynienne est assez homogène. Les directions des structures sont relativement régulières, N 70-80 dans le Nord, N 90 dans le Sud. Seul le massif du Tazekka présente des directions N 45, qui se raccordent directement avec les structures de la Meseta occidentale, et par une légère virgation avec celles de la région d'Oujda. Ces directions WSW-ENE se prolongent à l'Est en Algérie, où sont décrites des déformations de même style (fig. 161).

L'âge exact de cette phase tardi-hercynienne a été discuté précédemment. De Taza à Oujda elle est certainement post-westphalienne d'après les données stratigraphiques et les datations isotopiques dont on dispose. Vers le NE, en Algérie, des déformations de même style sont postérieures au Viséen moyen à Ghar Rouban (ROLET, 1974), au Viséen supérieur dans les Traras (GUARDIA, 1975 ; GONORD et ROLET, 1976) et probablement au Westphalien dans l'Oued Madakh, où CENTENE et al. (1984) signalent des plis synschisteux avec étirement des galets d'un conglomérat rapporté au Westphalien ou au Namurien. Vers le Sud, à Midelt, Mougueur et Tamlelt, les structures tardives sont plus délicates à dater, elles pourraient être en partie un peu plus anciennes que celles du Nord.

Le style des plis montre que l'intensité de la déformation reste toujours très modérée. Le raccourcissement détermine un aplatissement dans un plan subvertical, des plis droits ou déjetés, avec souvent des vergences opposées. La schistosité  $S_3$  qui marque l'aplatissement est en général une crénulation discrète ou différenciée. Seule la partie sud du massif du Tamlelt montre un clivage ardoisier associé à un métamorphisme épizonal. Ailleurs, l'évolution tectonométamorphique reste faible, les terrains étant en général situés dans le domaine de la diagenèse ou du début de l'anchizone.

La chaîne de Meseta orientale apparaît donc comme un domaine d'environ 400 km de large, ayant subi au cours de la phase tardi-hercynienne (post-westphalienne pour l'essentiel), un raccourcissement selon une direction moyenne N 70-80. Ces structures se moulent donc bien sur le bord nord du craton ouest-africain orienté à peu près E-W.

#### Corrélations avec la Meseta occidentale

Dans la Meseta occidentale, la phase tardi-hercynienne, "namuro-westphalienne" (MICHARD, 1976) constitue la phase majeure de l'orogénèse hercynienne. Contrairement à la Meseta orientale, les structures orientées N 10 à N 45 sont obliques sur le craton africain, du moins sur sa partie située juste au Sud (Anti-Atlas). Les différents travaux de synthèse envisageant la Meseta occidentale en partie ou en totalité (MICHARD, 1976 ; PIQUE, 1979 ; PIQUE et al., 1980, PIQUE ET MICHARD, 1981 ; MICHARD et al., 1983 ; LAGARDE, 1985) montrent bien que le domaine orogénique est limité par deux accidents fondamentaux : à l'Ouest, la zone de cisaillement de la Meseta occidentale NNW-SSE assurant le contact avec le bloc ou môle côtier relativement rigide ; au Sud, la zone de cisaillement paléozoïque de l'Atlas, N 70 correspondant à l'accident du Tizi n' Test (MATTAUER et al., 1972) et à

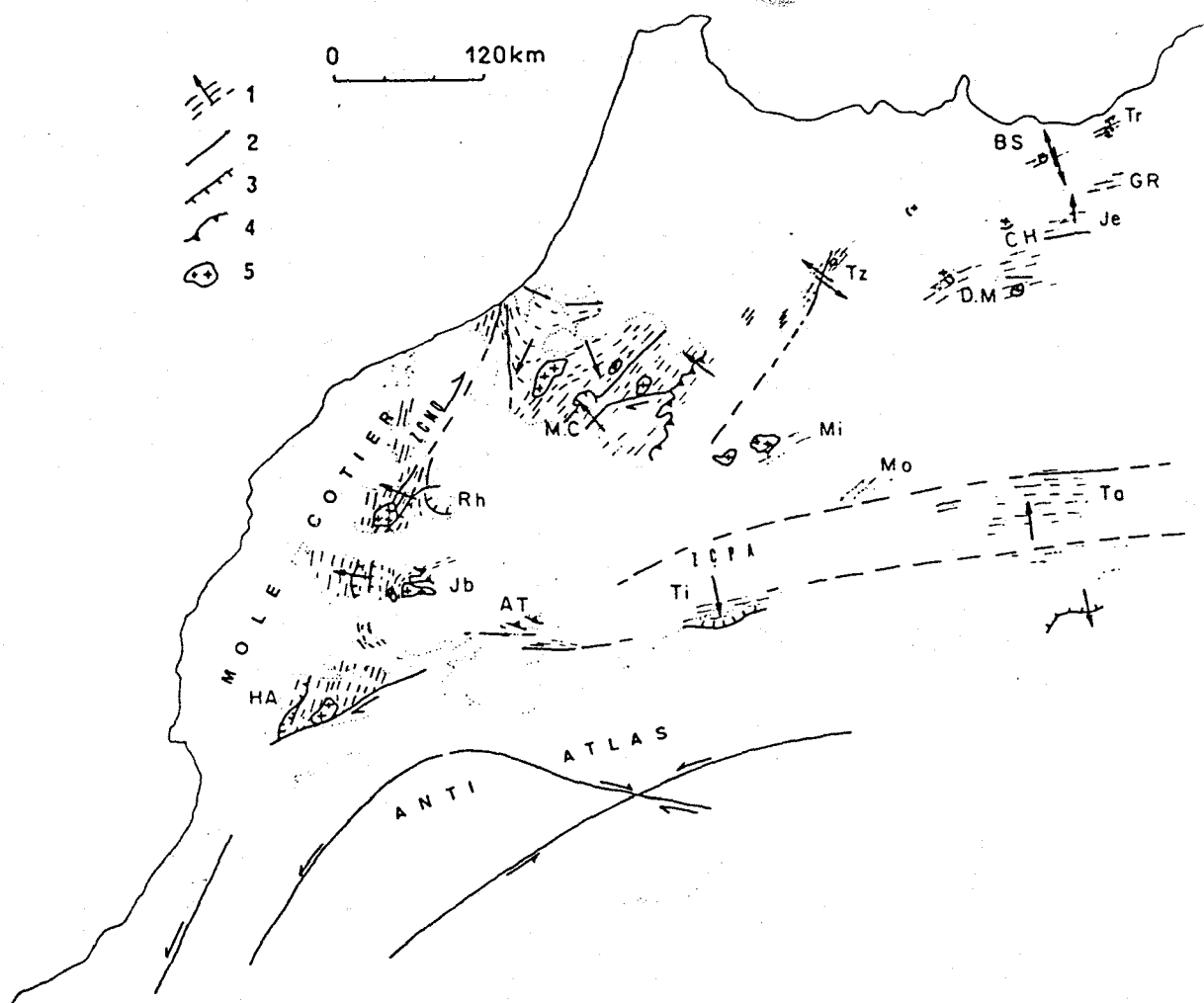


Fig. 161 - Schéma du Maroc pendant la phase tardi-hercynienne (post-westphalienne pro-parte). 1 : direction des structures et vergence, 2 : failles, 3 : chevauchements, 4 : nappes précoces, 5 : principaux granitoïdes.

ZCMO : zone de cisaillement de la Meseta occidentale,

ZCPA : zone de cisaillement paléozoïque de l'Atlas.

Les sens de cisaillement des failles de l'Anti-Atlas sont tirés de JEANNETTE et PIQUE (1981).

son prolongement vers l'Est. Enfin, au Nord, le contact entre la Meseta et le bloc antéhercynien des Sehoul (PIQUE, 1979) constitue une autre limite fondamentale, orientée également N 70 - 80. Dans le domaine orogénique, la déformation est contrôlée par des zones de cisaillement ductile. Correspondant vraisemblablement à des remobilisations de failles du socle précambrien (PIQUE et JEANNETTE, 1981), elles sont aussi étroitement liées à la mise en place de granites syn à tardi-tectoniques. LAGARDE (1985) propose de relier toutes les déformations à des cisaillements ductiles subméridiens senestres et ENE dextres, avec une direction de compression en moyenne NW-SE.

Dans ce schéma, les structures synschisteuses sont en moyenne NE-SW et dessinent des virgations le long des zones de cisaillement. L'âge exact de cette déformation en Meseta occidentale est peut-être variable. Dans le Maroc central, elle est tardi- à post-westphalienne : le Westphalien inférieur y est plissé (CAILLEUX coord., 1983). Des âges isotopiques K/Ar sur les fractions fines de l'Ordovicien et du Namurien de la région d'Oulmès donnent 290 Ma (HUON, 1985), soit la limite Westphalien-Stéphanien comme en Meseta orientale. Par contre au Sud, dans les Jebilet et le Haut-Atlas, certains des granites sont datés de 330 Ma (MRINI, 1985), le caractère syntectonique de leur mise en place (LAGARDE et CHOUKROUNE, 1982 ; LAGARDE et RODDAZ, 1983) supposerait donc que la déformation synschisteuse soit plutôt sudète.

Quoi qu'il en soit, le raccord entre Meseta-occidentale et Meseta orientale se fait le long de la ligne Tazekka-Azrou-Khénifra où l'on retrouve des structures tardi-hercyniennes de même style et de même âge. Entre Azrou et Khénifra, ALLARY et al., (1976) et BOUABDELLI (1982) décrivent des plis N 20 à N 40 localement synschisteux déversés vers le NW ou le SE. Ces plis affectent des terrains déjà structurés par la phase bretonne (Pays Zaïane) et par une phase synschisteuse plus ancienne sans doute (nappe de Khénifra, SW d'Azrou) en donnant des chevrons ou des kink-bands. Dans les terrains non structurés (Carbonifère, nappes de glissement) elles donnent des déformations plus souples.

Si l'on considère l'ensemble de la chaîne hercynienne du Maroc à cette période de la phase post-westphalienne, on constate qu'à l'Est, les structures sont assez régulières et se moulent sur le craton africain. Vers l'Ouest, au contraire, les structures sont obliques sur ce craton, et on remarque l'influence de plus en plus importante des directions NNE-SSW correspondant à la limite ouest de la chaîne avec le bloc ou môle côtier. Ces deux directions se combinent en Meseta occidentale pour donner des virgations de structures parfois importantes. Les directions NNE-SSW sont aussi celles de Mauritanides plus au Sud, ainsi que des Appalaches vers l'Ouest : ceci sera pris en considération dans la discussion géodynamique générale (3ème partie).

Quant à l'intensité de la déformation, faible à l'Est, beaucoup plus importante à l'Ouest, elle traduit un raccourcissement moindre en Meseta orientale. La présence d'un socle déjà structuré par la phase bretonne a contribué à accentuer la rigidité de la zone orientale. Le magmatisme calco-alcalin et les quelques granites tardi-hercyniens n'ont pas créé un amollissement thermique suffisant pour qu'apparaissent des zones de déformation ductile importante, sauf peut-être au Sud de Midelt (Tamlelt).

*Troisième partie*  
**CONCLUSIONS GÉNÉRALES**

Chapitre VIII  
**L'ÉVOLUTION PALÉOZOÏQUE DE LA MESETA ORIENTALE  
ET SA PLACE DANS LA CHAÎNE HERCYNIENNE  
D'AFRIQUE DU NORD**

Dans les chapitres précédents, consacrés à la stratigraphie et à la tectonique paléozoïque de la Meseta orientale, j'ai déjà donné des conclusions partielles pour chaque étape de l'évolution hercynienne. Je résumerai ici ces différentes étapes en rappelant les caractéristiques essentielles et en insistant sur les rapports avec la Meseta occidentale. Rappelons que, par commodité de langage, "Meseta orientale" désigne la chaîne ou domaine orogénique de la Meseta orientale, incluant le massif moyen-atlasique du Tazekka.

**8.1. LA PLATE-FORME DU CAMBRO-ORDOVICIEN  
AU DEVONIEN INFÉRIEUR (LOCHKOVIE)**

Les terrains les plus anciens de la Meseta orientale sont situés sous l'Ordovicien inférieur daté. Faute de preuves paléontologiques, ce n'est que par leur position structurale et par analogie de faciès que nous pouvons les attribuer au Cambro-Ordovicien. Dans le Tazekka, ce sont des schistes violacés ou verdâtres où s'intercalent des niveaux de grauweekes fines riches en éléments de laves indiquant une influence volcanique lointaine. Dans les Zekkara, on retrouve des shales mauves ou verts et des niveaux grauweekeux et arkosiques, mieux développés

que dans le Tazekka. Des sills de gabbros dans les Zekkara pourraient être de même âge. Enfin, au Sud, les phyllades et micaschistes à amphibolites de Midelt et les schistes du Mougueur sont attribués au Cambrien. Le Cambrien n'est daté avec certitude que dans le Tamlelt où il rappelle les faciès de l'Anti-Atlas oriental. Là, il repose sur une série volcano-détritique à laves acides attribuée au Protérozoïque terminal ("série d'Ouarzazate" = P. III des auteurs, ou Adoudounien supérieur = "série lie-de-vin") [DESTOMBES et al. 1985].

L'Ordovicien est bien représenté en Meseta orientale, il apparaît sous un faciès très monotone de pélites vertes, plus ou moins bioturbées, riches en micas détritiques et de niveaux gréseux quartzitiques, surtout abondants vers le haut de la série. L'Arénig et le Llanvirn sont caractérisés paléontologiquement dans le Tazekka et les Zekkara, sous un faciès de pélites ou de schistes vert-olive où abondent les micas détritiques. Les autres étages de l'Ordovicien ne sont pas datés mais sont très probablement représentés dans les pélites gréseuses et les quartzites du Tazekka occidental et de la région d'Oujda (Koudiat-Touila, Jorf-Ouazzène). Les séries se terminent généralement par des niveaux de quartzites dont l'épaisseur est variable ; maximum dans le Tazekka occidental, elle diminue vers l'Est dans la région d'Oujda ainsi que vers l'Ouest dans les boutonnières de Bsabis, Immouzer, et la zone Azrou-Khénifra. En général, des faciès de grès ou d'argiles microconglomératiques caractéristiques de la période glaciaire de la fin de l'Ordovicien sont observables dans l'ensemble de ces régions.

Le Silurien débute par des niveaux de silts à débit en plaquettes et de phtanites noires à Graptolithes caractérisant le Llandovery inférieur et surtout moyen. Ces premiers niveaux sont concordants avec les grès et les quartzites de la fin de l'Ordovicien dont ils restent solidaires au cours de la tectogenèse. Dans le Tazekka occidental, au-dessus du Llandovery s'individualise une série d'argilites noires et de silts dans lesquels ont été reconnus le Wenlock, le Ludlow et le Dévonien inférieur (Lochkovien), dont les derniers niveaux sont caractérisés par un début d'instabilité du bassin (grès à slumpings). C'est actuellement la seule localité de Meseta orientale où les séries du Silurien au Lochkovien soient représentées au complet. Partout ailleurs le Silurien est interrompu au niveau des phtanites du Llandovery moyen, les termes les plus récents étant complètement dilacérés et dispersés par les cisaillements hercyniens.

Par rapport à la Meseta occidentale et à l'Anti-Atlas, on ne remarque pas de différences notables de faciès. L'ensemble du Maroc correspond à cette époque à une zone de plate-forme où la subsidence est variable, avec des lacunes et des variations de faciès et d'épaisseur, surtout sensibles dans l'Ordovicien (DESTOMBES et al. 1985). La distension plus importante dans le domaine mésétien que dans l'Anti-Atlas se marque par une épaisseur plus grande du Cambrien moyen (Acadien) et par des épanchements volcaniques basiques dans le Haut-Atlas occidental au Cambrien inférieur (SCHAER, 1964) et au Cambrien moyen dans le Maroc central (MORIN, 1960, 1962) et la Meseta côtière (GIGOUT, 1956). Le Silurien montre, en général un faciès très monotone d'argilites à Graptolithes. On y remarque cependant, d'Est en Ouest, un développement des carbonates vers le haut de la série. La tendance à la surrection de la partie ouest du domaine mésétien se marque bien sur le môle côtier par des lacunes dans le Silurien (CORNEE et al., 1985).



Le Dévonien inférieur est transgressif : des calcaires bioclastiques reposent directement sur l'Arenig à l'Ouest des Jebilet (BEUN et al., 1986), des conglomérats rouges sont discordants sur le Cambrien et l'Ordovicien des Rehamna et du Haut-Atlas central (HOLLARD et al., 1976 ; SCHAER, 1967 ; DESTOMBES et al., 1982). La distension se marque au Silurien par quelques coulées basiques en Meseta côtière (CORNEE et al., 1985). Il faut voir là l'écho des mouvements calédoniens-acadiens qui se déroulent de l'Ordovicien supérieur au Dévonien inférieur dans les Appalaches.

C'est également à cette période que se produit le plissement et le métamorphisme régional du bloc des Sehoul à l'Est de Rabat. Les terrains affectés par cette déformation vont du Cambrien probable à l'Ordovicien inférieur, daté récemment par Graptolithes (LOPEZ et WILLEFERT, comm. or.). Des granites siluriens (430 MA, CHARLOT et al., 1973) recoupent les roches métamorphiques. Ce bloc des Sehoul constitue un élément du niveau structural inférieur de la chaîne calédonienne (phase taconique) rapproché de la Meseta marocaine avant le Dévonien. Il correspondrait, soit à un fragment, des Appalaches canadiennes (PIQUE, 1979), soit à un fragment du socle kabyle (PIQUE, 1982). L'âge probablement taconique du plissement semble privilégier la première hypothèse.

A la fin du Silurien et au début du Dévonien inférieur, il semble donc que les lignes structurales majeures de la Meseta marocaine aient été déjà individualisées.

- La zone de failles E-W de Rabat-Tiflet, le long de laquelle coulisse le bloc des Sehoul.

- La zone de cisaillement paléozoïque de l'Atlas (MICHARD et al., 1983) qui sépare la Meseta, futur domaine orogénique, de l'Anti-Atlas, bordure du craton.

- La zone de cisaillement de la Meseta occidentale marquée par l'individualisation du môle côtier comme une zone surélevée.

## 8.2. LE DEVONIEN. LES BASSINS DE FLYSCH ET LA PHASE BRETONNE

### 8.2.1. INDIVIDUALISATION DU BASSIN DES FLYSCHS DEVONIENS

#### EN MESETA ORIENTALE

Nous avons vu qu'en Meseta orientale, le Dévonien se présente généralement sous l'aspect d'une série de type flysch. L'âge de ces dépôts turbiditiques a été déterminé par des datations palynologiques et s'échelonne de l'Emsien au Frasnien. Cette série constitue l'essentiel des boutonnières de Debdou-Mekam, du Boudoufoud et des Beni-Snasène, elle s'étend en Algérie dans les Traras et à l'Est jusqu'à Tifrit. Les rapports avec les argilites noires du Lochkovien ne sont visibles que dans le Tazekka, où il y a concordance. Partout ailleurs, le substratum du flysch n'est pas visible et il semble qu'il y ait eu un décollement généralisé de la série dévonienne lors des plissements bretons et sudètes. Cette disposition, jointe à la dispersion des affleurements rend très délicate toute reconstitution du bassin de

flysch. Avec PIQUE et al., (1983), un "sillon Marrakech-Oujda" a été défini. Cette image, volontairement simpliste ne tient évidemment pas compte du caractère allochtone des flyschs dévoniens inclus dans les nappes d'Azrou-Mrirt, des Jebilet et des Aït-Tamelil. Ce bassin de flysch du Dévonien, devait avoir une position beaucoup plus orientale. Sa géométrie exacte ne peut pas être définie, il pouvait s'agir d'un sillon N 70 - 80 subparallèle à la bordure du craton africain, ou d'un bassin de déchirure de forme plus complexe lié au fonctionnement des failles de socle dont la réactivation avait dû commencer dès le Paléozoïque inférieur.

Quant aux limites de ce bassin, on peut s'en faire une idée en examinant les faciès du Dévonien dans le reste du Maroc. Dans le Meseta nord-occidentale et le Maroc central on a affaire essentiellement à une plate-forme carbonatée avec des détritiques fins, bordée au Nord et à l'Ouest par des zones hautes, peut-être même émergées (Môle côtier, bloc des Sehoul). Vers l'Est, dans la zone Khénifra-Azrou, les nappes de Ziar-Mrirt et d'Azrou contiennent des terrains dévoniens dont le faciès évoque la limite plate-forme - talus, et localement des flyschs. On aurait, d'Ouest en Est, le passage de la plate-forme au bassin des flyschs. Vers le SE, la couverture secondaire des Hauts-Plateaux masque le Paléozoïque et ne permet pas de retrouver la limite du bassin. Seuls les lambeaux de calcaires dévoniens connus au Nord du Tamlelt et dans les Zekkara sont peut-être des terrains d'une plate-forme [Bloc des Hauts-Plateaux, (PIQUE et al., 1983)] ou de rides dans le bassin.

Quoiqu'il en soit ce bassin flysch traduit, au Dévonien, une tectonique d'extension tendant à disloquer la plate-forme du Paléozoïque inférieur. Au Maroc, cette extension reste cependant limitée puisqu'aucune trace d'activité magmatique n'y a été relevée à l'exception de minces niveaux pyroclastiques signalés récemment dans le Dévonien d'Azrou (BOHRMANN et FISCHER, 1985). Il faut aller plus au NE, dans les Traras pour déceler des signes d'un volcanisme dévonien traduisant peut-être une ouverture plus importante du bassin.

#### 8.2.2. LA PHASE BRETONNE

C'est au Dévonien supérieur que se produit la déformation majeure des terrains précédents, si l'on en croit la datation isotopique du métamorphisme synschisteux associé : 366 MA à Midelt, 372 et 368 MA dans les boutonnières de Debdou-Mekam. Stratigraphiquement, on sait seulement que cette phase bretonne ou éovarisque (ou tardi-acadienne) est post-frasnienne et anté-viséen supérieur. Nous avons vu que cet événement est probablement étendu à presque toute la Meseta orientale, des Béni-Snassène - Traras au NE jusqu'au Tamlelt dans le Sud. Le massif du Tazekka peut, soit avoir été inclus dans la chaîne bretonne, soit avoir été structuré plus tard, lors de la phase sudète, suivant l'interprétation retenue pour les quelques données isotopiques actuellement disponibles (HUON, 1985).

Les déformations bretonnes correspondent à des plis déversés à couchés et cisailés. Les directions de plissement sont variables, la chaîne bretonne dessinant un arc dont la convexité est dirigée vers l'Ouest. Les déplacements se font en général de l'Est vers l'Ouest.

La déformation se réalise dans un climat de métamorphisme anchizonal à épizonal, l'intensité maximum étant atteinte à Midelt avec des paragenèses à biotite et grenat.

Les limites exactes de la chaîne bretonne ne sont pas connues. Au Sud, il semble qu'elle s'arrête brutalement contre l'accident du Nord du Tamlalt dont la signification reste à préciser, mais qui correspond à une ligne parallèle à la bordure du craton. Vers le Nord, les plissements bretons disparaissent sous le front des nappes rifotelliennes et vers l'Est sous la couverture secondaire des Hauts-Plateaux. Vers l'Ouest, on retrouve des fragments d'une chaîne, au moins approximativement de même âge dans l'Est du Maroc central avec des plis couchés N-S déversés vers l'Est. Entre ces deux fragments antéviséens, une zone non déformée fournira au Carbonifère le matériel de nappes en partie gravitaires tardi-viséennes.

Donc au Dévonien supérieur tout l'Est du Maroc est soumis à un régime de compression selon une direction principale ENE-WSW (orientation actuelle). Le raccourcissement est surtout important à l'Est. Cette compression est peut-être liée à la poussée de zones plus "internes", provoquant la fermeture du bassin flysch, son plissement et celui de son substratum avec déversement vers l'Ouest en direction des zones plus "externes" de la chaîne (Meseta occidentale). Le plan originel de la chaîne sera obscurci par les phases ultérieures.

Au Dévonien supérieur, en écho à la phase bretonne, le reste de la Meseta marocaine connaît des bouleversements paléogéographiques importants reconnus déjà en partie par HOLLARD (1967), c'est la "révolution famennienne" de PIQUE (1979). Des mouvements epeirogéniques correspondant au rejeu d'anciens accidents de socle, délimitent des bassins subsidents où s'accumulent des sédiments détritiques. C'est le sillon des Ouled-Abbou au SW du môle côtier (1100 m de Frasnien et Famennien détritiques), un sillon dans le Maïder (Ouest du Tafilalet) où s'accumulent 2000 m de flysch famennien et dans la Meseta nord-occidentale, le bassin de Sidi-Bettache, dont les limites, qui correspondent nettement à des zones de failles, sont soulignées par des olistostromes et des émissions magmatiques famenno-tournaisiennes. Vers le Sud, le long de la zone d'accidents limitant le môle côtier, des jeux de failles normales se marquent par des olistostromes dans les Rehamna (PIQUE, 1972 ; PIQUE et al., 1980 ; SOUGY et al., 1975), dans le Jebilet (BORDONARO et al., 1979 ; MULLER et MAYOL, 1985) et à l'Ouest du Haut-Atlas occidental (CORNEE et FERRANDINI, 1985). Des phénomènes compressifs affecteraient localement les marges de ces bassins, comme les écailles d'Ezzehiliga dans l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, décrites par CAILLEUX (1985) comme liées à la phase bretonne.

Si l'on considère l'ensemble du Maroc à cette époque fini-dévonienne, on remarque donc que la partie orientale est soumise à une compression en moyenne ENE-WSW qui donne naissance à la chaîne bretonne. A la même époque la Meseta occidentale voit l'ouverture de bassins dévono-dinantiens. La quasi contemporanéité des deux phénomènes suppose que ces bassins s'ouvrent alors que la Meseta occidentale était soumise à une extension NNW-SSE en réponse à la compression de la zone orientale (fig. 462), les rejeux des failles du socle entraînant la création de bassins de déchirures selon le modèle de CROWELL déjà admis ici par PIQUE (1979). Notons cependant que cette interprétation

repose sur l'idée de contemporanéité entre les phénomènes extensifs (Ouest) et compressifs (Est du Maroc). Compte tenu de la fourchette d'indétermination sur l'âge de ces derniers, l'idée que l'extension postdate la compression ne peut actuellement être formellement rejetée.

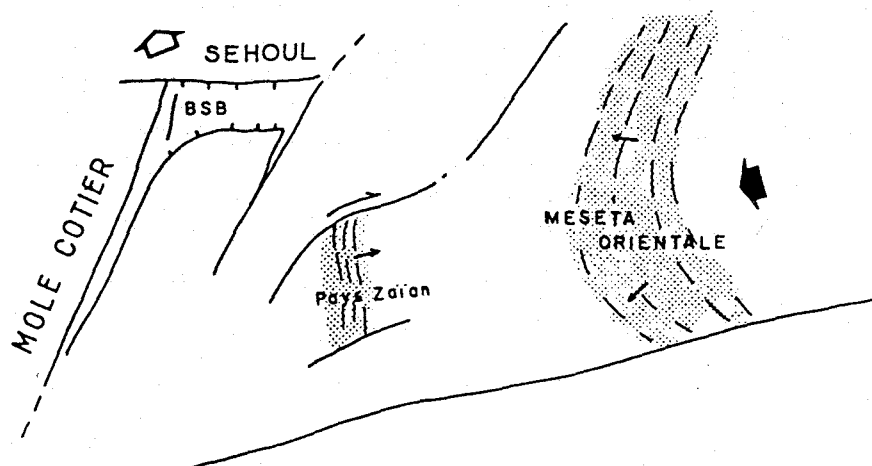


Fig. 162 - Rapports entre la Meseta occidentale et la Meseta orientale au Dévonien supérieur. En pointillé : chaîne bretonne avec direction des structures et sens de déversement. B.S.B. : bassin de Sidi-Bettache.

Le Dévonien apparaît donc comme une période clé dans l'histoire de la Meseta orientale et des Hercynides marocaines en général. Au Paléozoïque inférieur, l'ensemble de la Meseta et l'Anti-Atlas connaissent une évolution très voisine les situant dans un domaine de plateforme bordant le craton africain. Au Dévonien inférieur moyen, la distension qui affecte la bordure nord du craton crée le bassin de Meseta orientale (sillon "Marrakech-Oujda") qui accueille des dépôts turbiditiques. La fermeture de ce bassin lors de la phase bretonne parachève l'évolution de la Meseta orientale en la plaçant en position de zone interne par rapport à la Meseta occidentale où s'établit, semble-t-il un régime de transtension avec ouverture de bassins en déchirure.

### 8.3. LE CARBONIFERE

#### 8.3.1. LES BASSINS CARBONIFERES

Après la phase bretonne, la Meseta orientale est une zone structurée et indurée, probablement émergée. Les premiers dépôts datés sont les couches de Flouch à Debdou qui appartiendraient au Tournaisien. On ne connaît malheureusement pas la position structurale de cet affleurement : il correspond peut-être aux premiers dépôts carbonifères post-bretons. En outre, il présente des caractères volcano-sédimentaires très nets qui le rende analogue aux terrains bien datés du Viséen supérieur voisin. Les premiers dépôts sédimentaires nettement discordants sur le socle breton datent du Viséen supérieur. La Meseta orientale connaît alors une période de distension avec création de bassins dont l'orientation semble guidée par des failles N 70. Pendant cette période se met en place le volcanisme calco-alcalin qui, du Tazekka à Oujda constitue un trait tout à fait caractéristique de la Meseta orientale.

Dans les boutonnières de Debdou-Mekam, les calcaires du Viséen supérieur reposent directement sur le socle breton, ils sont suivis par le dépôt des couches volcaniques et volcano-clastiques d'Ez-Ziroug, puis par la série gréso-pélique d'Hassiane-Diab. A Oujda, l'indivisionnalisation du bassin carbonifère se marque par un olistostrome où sont remaniés des éléments du socle antéviséen constituant les marges du bassin. Les couches volcaniques et volcano-clastiques de Jerada reposent sur cet olistostrome, elles sont suivies par les dépôts sédimentaires, datés du Viséen supérieur jusqu'au Westphalien C, période au cours de laquelle la mer se retire progressivement vers l'Est. A Tannecherfi, la sédimentation chaotique et le volcanisme sont nettement contemporains et se poursuivent pendant le Viséen supérieur voire le Namurien. Enfin dans le Tazekka, le volcanisme ne se met en place qu'au Viséen supérieur terminal - début du Namurien et pourrait persister jusqu'au Westphalien. Il est discordant sur les schistes du Tazekka structurés par la phase bretonne ou, plus probablement, par la phase sudète (ce qui expliquerait l'âge relativement tardif du volcanisme). Ce volcanisme carbonifère, situé en position post-tectonique est donc échelonné dans le temps pendant le Viséen et le Namurien. Il commence assez tôt à Jerada pour se terminer dans le Tazekka.

Aux roches volcaniques carbonifères sont associés des filons de microdiorites, de dacites et des masses granodioritiques donnant un léger métamorphisme de contact (schistes silicifiés ou tachetés). Ces ensembles hypovolcaniques se mettent essentiellement en place dans les terrains antéviséens. Ce sont les microdiorites de Bou Yaâlou dans les schistes du Tazekka, les sills du secteur de Sidi Lahcen dans le Mekam (HUVELIN, 1983 ; CHEGHAM, 1985), les granodiorites et microgranodiorites des Zekkara, de Guennfouda et Jorf-Ouazzène. La quasi contemporanéité du volcanisme et de ces intrusions est signalée depuis longtemps (LUCAS, 1942 ; OWODENKO, 1976). Le caractère typiquement calco-alcalin de celles du Mekam (KHARBOUCH, 1982 ; CHEGHAM, 1985) est aussi un argument en faveur de leur rapprochement. C'est également pendant cette période que se mettent en place à Midelt

des granodiorites (347 MA), des granites alcalins (329 MA) et des granites calco-alcalins (319 MA). Il y a donc une activité magmatique qui dure du Viséen inférieur au Namurien et qui est bien caractéristique de la partie nord de la Meseta orientale.

En Meseta occidentale, pendant ce temps, l'ouverture du bassin de Sidi-Bettache se poursuit. Aux flyschs et olistostromes famennotournaisiens succèdent des dépôts de plate-forme du Viséen inférieur marquant un stade de comblement du bassin (PIQUE, 1979). Dans le reste de la Meseta occidentale, ces dépôts du début du Carbonifère sont généralement absents. La période entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère est en général une phase de régression avec absence de dépôts ou des faciès détritiques du Strunien et du Tournaisien. Dans ces régions, la transgression ne se généralise qu'au Viséen supérieur (localement Viséen moyen). Aux faciès de plate-forme situés vers l'Ouest et le NW de la Meseta, succèdent vers le SE des dépôts de turbidites. La distension synviséenne est importante, les bassins du Maroc central (Fourhal, Khénifra-Azrou) et les bassins sud-mésétiens (Jebilet - Aït-Tamelil), peut-être connectés, accueillent une épaisse sédimentation de type flysch. Des glissements gravitaires conduisent à la formation d'olistostromes. Ils sont localisés à la marge des bassins et liés à la réactivation des failles bordières : pays Zaïan à la bordure ouest du bassin Azrou-Khénifra (VERSET, 1983), Haut-Atlas à la bordure sud du bassin des Jebilet (BEAUCHAMP, 1984) et des Aït-Tamelil-Skoura (JENNY et LE MARREC, 1980). Dans l'Est de la zone Khénifra-Azrou, l'Est des Jebilet et le Nord d'Aït Tamelil, des olistostromes plus tardifs, sont liés à la progression de nappes gravitaires (HUVELIN, 1977 ; ALLARY et al., 1976 ; VERSET, 1983 ; BOUABDELLI et al., 1983 ; JENNY et LE MARREC, 1980). Elles se mettent en place au Viséen supérieur, Namurien inférieur, en interrompant la sédimentation dans l'Est des bassins. Vers l'Ouest la sédimentation se poursuit jusqu'au Westphalien inférieur (Fourhal). A la marge sud de la chaîne les zones de Tineghir et Ben-Zireg correspondent soit à des sillons étroits localisés à la marge du craton, soit, plus simplement, à la marge sud du bassin occidental précédent (Tineghir, Skoura) et nord du bassin de Béchar (Ben Zireg). Les olistostromes viséens qu'ils renferment sont liés à la destruction du craton au Sud (Tineghir) ou à des rides situées plus au Nord (Ben-Zireg).

Comme en Meseta orientale, la phase d'ouverture des bassins s'accompagne d'un magmatisme important, bien développé dans les Jebilet (HUVELIN, 1977 ; BORDONARO, 1983), les Rehamna (GIGOUT, 195, HOEPPFNER, 1982) et les bordures du bassin de Sidi Bettache (PIQUE, 1979). Il s'agit de roches volcaniques et hypovolcaniques, essentiellement basiques sauf dans les Jebilet où le magmatisme est de type bimodal. Ce magmatisme se manifeste dès le Tournaisien (Bassin de Sidi-Bettache) et se poursuit au Viséen supérieur (Rehamna, Jebilet). Par opposition au volcanisme calco-alcalin de la Meseta orientale, les caractères géochimiques indiquent plutôt un magma tholeitique (Rehamna, Jebilet) et un caractère transitionnel, tholeitique à alcalin dans le bassin de Sidi-Bettache (KHARBOUCH, 1982). Dans les Jebilet le magma tholeitique est à peu près contemporain d'un magmatisme acide de type calco-alcalin provenant d'une fusion partielle de la croûte (BORDONARO, 1983). Les granites des Jebilet et sans doute celui du Tichka (336 et 340 MA [MRINI, 1985]) proviennent sans doute du même phénomène, ils sont en tout cas contemporains du volcanisme.

### 8.3.2. LA PHASE SUDETE

D'après les datations isotopiques, il semble que l'on puisse distinguer une phase sudète dans le massif du Tazekka. Cette phase serait responsable de la structuration des schistes, ses modalités étant identiques à celles de la phase bretonne décrite plus à l'Est et traduisant toujours un déplacement vers l'Ouest. Ces mouvements sudètes marqueraient le déplacement progressif de la déformation synschisteuse de la Meseta orientale vers la Meseta occidentale, c'est-à-dire des zones internes vers les zones externes. La phase sudète apparaît localisée le long d'une bande Tazekka-Azrou-Khénifra située en avant de la chaîne bretonne. Les nappes de glissement, en partie gravitaires de la zone Azrou-Khénifra se mettent en place au Viséen supérieur-Namurien et correspondent bien à cette phase. Elles proviendraient d'une zone située en marge de la chaîne bretonne à l'emplacement actuel du Moyen-Atlas. Les écaillages du Tazekka en représenteraient la partie arrière (interne), dont la compression a pu déterminer le départ des nappes vers le bassin carbonifère qui prend une valeur d'avant-fosse par rapport à la zone interne de Meseta orientale. Les plissements sudètes d'Azrou-Khénifra accompagnent la progression des nappes et finissent par les rattraper comme à l'Ouest d'Azrou où elles sont replissées. De même plus au Sud, dans les Jebilet le serrage du bassin doit commencer assez tôt, pendant la phase sudète comme l'indiquent les caractères synchronématiques du granite daté de 336 MA.

### 8.3.3. LA PHASE TARDI-HERCYNIENNE

En Meseta orientale, la fin du Carbonifère est marquée par les plissements post-westphaliens C. Ils sont datés de 300 MA. Les plis droits NE-SW à N 90 déforment le Carbonifère et son substratum antéviséen. L'intensité de la déformation est faible, le métamorphisme ne dépassant pas le début de l'épizone. La mise en place des différents massifs granitiques (Tazekka, Boudoufoud, Alouana, Mekam, Beni-Oukil, Beni-Snassène) termine l'évolution hercynienne, ils sont syn- à tardi-tectoniques.

Dans la Meseta occidentale, on peut distinguer, dans l'Est du Maroc central, des plis droits NE-SW qui déforment des terrains déjà affectés par les phases bretonnes et sudètes et correspondent bien aux plis tardi-hercyniens de la Meseta orientale. Vers l'Ouest, en Meseta centrale et occidentale, dans les Rehamna et les Jebilet, les terrains paléozoïques non structurés sont déformés par une phase "Namuro-Westphalienne" (MICHARD, 1976) qui a valeur de phase paroxysmale. L'âge exact de cette phase est sans doute variable : précoce dans les Jebilet (où il peut encore être sudète), il est, en Meseta centrale, postérieur au Westphalien inférieur et antérieur au Westphalien D (conglomérats discordants de Sidi-Kassem dans l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès). Les âges isotopiques effectués dans la région d'Oulmès donnent 290 MA, ce qui situe l'épisode tectono-métamorphique à la limite Westphalien-Stéphanien.

La direction des structures est en moyenne NE-SW, elle est cependant perturbée par le jeu de zones de cisaillement ductile le long

desquelles culminent le métamorphisme régional et l'intensité de la déformation. Les Rehamna centraux semblent correspondre à la zone la plus déformée, dans un climat de métamorphisme mésozonal. L'interférence de la déformation régionale avec la mise en place des granites syn- à tardi-cinématiques contribue également à perturber les directions des structures (LAGARDE, 1985). La vergence des plis est variable, il y a cependant une nette tendance au déversement vers l'Ouest en particulier dans les Rehamna et les Jebilet où des cisaillements syn- à post-métamorphiques accentuent le chevauchement du domaine orogénique vers le môle côtier.

#### 8.4. CADRE GEODYNAMIQUE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE MAROCAINE, APPORT DE LA GEOCHIMIE DU MAGMATISME DINANTIEN

Dans le chapitre suivant, je reviendrai sur l'évolution géodynamique du Maroc dans le cadre plus général des chaînes paléozoïques périatlantiques.

Des descriptions précédentes résumant l'évolution hercynienne du Maroc il ressort que l'orogène est essentiellement intracontinental. Le domaine de plate-forme plus ou moins subsidente du Paléozoïque inférieur subit du Dévonien au Namurien des phénomènes d'extension qui restent cependant limités, n'atteignant jamais le stade du développement d'une croûte océanique. La durée de vie de ces bassins, dévoniens et carbonifères est d'ailleurs relativement courte, l'enchaînement des phases tectoniques bretonne à post-westphalienne les refermant progressivement.

C'est au Carbonifère inférieur que le magmatisme a été le plus important. Les études géochimiques effectuées à ce jour permettent de proposer des modèles géodynamiques pour la chaîne hercynienne du Maroc à cette époque. On remarque tout d'abord, du Haut-Atlas de Marrakech jusqu'à Oujda et sans doute plus loin jusqu'à Tifrit, l'existence d'un alignement de roches magmatiques calco-alcalines. Ce sont les granitoïdes du Tichka et des Jebilet, mis en place à 340 et 336 MA (MRINI, 1985) ; les granodiorites et granites de Midelt mis en place entre 347 et 319 MA (TISSERANT, 1977) et les séries volcano-détritiques du Viséen au Namurien du Tazekka, Debdou-Mekam, Jerada. Les granitoïdes viséens proviennent selon TISSERANT et selon MRINI du mélange entre un matériel d'origine mantellique et un composant crustal. Les résultats fournis par l'étude des isotopes du strontium et du néodyme permettent à MRINI (1985) de dire que le pôle basique de ces granites ne peut correspondre à une croûte océanique, mais plutôt à un contexte de type rifts <sup>intracontinentaux</sup> océaniques ou arc insulaire.

Les laves viséo-<sup>intracontinentaux</sup> namuriennes qui affleurent entre Taza et Oujda ont été étudiées par KHARBOUCH (1982). Typiquement calco-alcalines, elles correspondent à un environnement de type marge continentale active.



Dans les Jebilet et les Rehamna, les études n'ont portées que sur les éléments majeurs. Dans les Jebilet, BORDONARO (1983) retrouve un environnement de type rift intracontinental avec un magmatisme bimodal : calco-alcalin précoce provenant d'une fusion crustale, et tholeitique, plutôt d'origine mantellique. Dans les Rehamna, le magmatisme est de type tholeitique (HOEPFFNER, 1982). Enfin, dans la Meseta nord-occidentale, les coulées et filons basiques tournaisiennes à viséennes sont de nature alcaline à transitionnelle, tholeitique-alcalin. Elles indiquent un environnement de type bassin marginal ou bassin d'arrière-chaîne (KHARBOUCH, 1982).

A partir des études géochimiques de KHARBOUCH (1982) sur le volcanisme dinantien, un modèle géodynamique a été proposé. La Meseta marocaine est une plaque continentale sous laquelle plonge une plaque océanique selon un plan de subduction à pendage vers l'Ouest. La Meseta orientale serait en position de marge active et la Meseta occidentale en position de bassin arrière-arc.

Dans ce schéma, la subduction est interprétée comme une subduction fossile. En effet, au Carbonifère on ne connaît pas d'espace océanique en cours de résorption, la Meseta orientale ne peut donc être située en position de marge active au sens strict. D'autre part, le magmatisme calco-alcalin se place en position post-tectonique par rapport aux phases éovarisques (bretonne et sudète) qui sont certainement l'expression d'une collision ayant suivi la fermeture de bassins dévonien. L'hypothèse de la paléosubduction a déjà été formulée pour expliquer l'occurrence du magmatisme calco-alcalin post-collision, dans les Cordillères Bétiques (PUGA, 1980) dans la chaîne hercynienne d'Europe occidentale (BEBIEN et al., 1980 ; LORENZ et NICHOLLS, 1984 ; OUAZZANI et LAPIERRE, 1986). Cette subduction devait être encore active au Dévonien avant la collision bretonne. Comme on ne connaît pas au Maroc de témoins de croûte océanique ou de zone à métamorphisme HP-BT, la suture bretonne est à rechercher en dehors du Maroc, dans des zones plus internes de la chaîne ; zones qui se situaient vraisemblablement vers l'Est ou le NE. Les affleurements de péridotites signalés à l'Ouest d'Oran, dans l'oued Madakh (CENTENE et al., 1984) pourraient être des témoins de cette suture, leur âge est cependant mal connu.

Il est en fait difficile, à partir des seuls affleurements hercyniens du Maroc, de reconstituer un cadre géodynamique cohérent de la chaîne. Des comparaisons avec des segments hercyniens voisins sont donc nécessaires.



## Chapitre IX

### CORRÉLATIONS AVEC LES SEGMENTS HERCINIENS VOISINS

J'examinerai ici, les corrélations qui peuvent être faites entre le Maroc et les segments hercyniens actuellement les plus proches : Mauritanides, noyaux paléozoïques de Méditerranée occidentale, Meseta ibérique. Ces comparaisons permettent de replacer le Maroc dans le cadre plus général des chaînes paléozoïques périatlantiques (fig. 163).

#### 9.1. LES MAURITANIDES

Les Mauritanides constituent une chaîne linéaire qui s'étend en bordure du craton Ouest-africain depuis la Guinée jusqu'au Maroc. Les grandes lignes de la chaîne sont désormais bien connues depuis les travaux de SOUGY (1962) et de ses élèves. Une mise au point récente a été faite par ROUSSEL et al. (1984).

Au moins dans leur partie nord, les Mauritanides sont essentiellement caractérisées par des nappes pelliculaires, charriées vers l'Est, sur le craton. Le matériel des nappes est affecté d'événements tectono-métamorphiques tectoniques au Sud de la dorsale Reguibat et probablement bretons au Nord, dans le Sahara marocain. Ces structures, calédoniennes et éovariques sont translatées vers l'Est lors d'événements post-frasnien, probablement westphaliens d'après des datations isotopiques (LECORCHE et CLAUER, 1983, in ROUSSEL et al., 1984). L'avant-pays de la chaîne est constitué par la couverture paléozoïque du craton ouest-

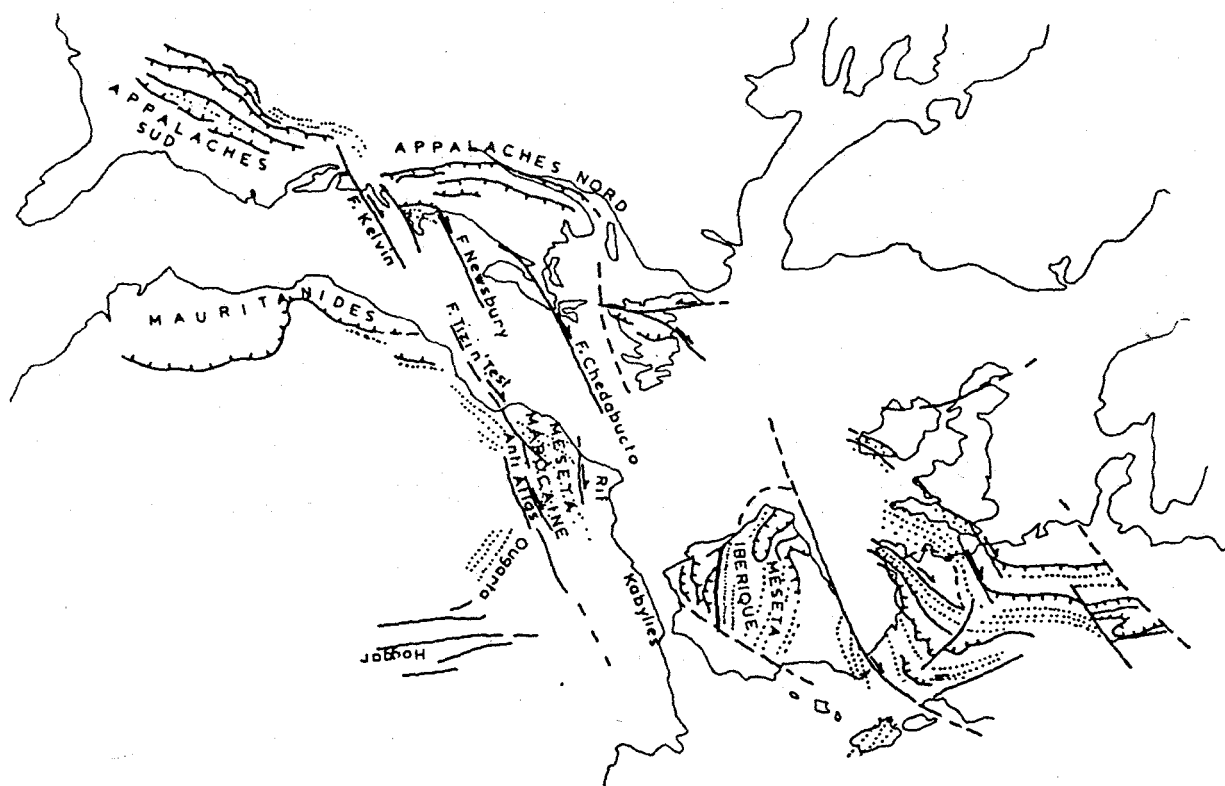


Fig. 163 - Les chaînes paléozoïques périatlantiques à la fin du Carbonifère (d'après ARTHAUD et MATTE, 1977).

africain, modérément déformée. Les plis à vergence vers l'Est du Zemmour sont les témoins les plus septentrionaux de cet avant-pays, ils sont sans doute contemporains du charriage de la chaîne. Ces plis, subméridiens peuvent être raccordés aux plis N 30-40 de l'Anti-Atlas occidental (MICHARD et SOUGY, 1977) dont l'âge serait aussi tardi-hercynien, westphalien (BONHOMME et HASSENFORDER, 1985). Cette partie de l'Anti-Atlas appartiendrait donc encore à l'avant-pays de la chaîne des Mauritanides.

Le raccord avec les Hercynides du Nord du Maroc (Meseta) est par contre beaucoup moins clair. Il existe des rapports entre l'Anti-Atlas et la Meseta, qui selon JEANNETTE et PIQUE (1981), ont une évolution très voisine jusqu'au Paléozoïque inférieur et moyen. Au Dévonien supérieur et au Carbonifère, la Meseta a acquis son caractère de domaine orogénique proprement dit en se présentant comme la marge du Gondwana, disloquée et amincie, puis déformée par une succession de phases tectoniques qui s'échelonnent du Dévonien supérieur au Westphalien. Elle se distingue alors nettement de l'Anti-Atlas. La limite entre les deux domaines correspond à peu près à l'actuelle limite sud du Haut-Atlas, qui au Paléozoïque aurait valeur de faille transformante en domaine continental (MICHARD et al., 1983). Quant à la chaîne des Mauritanides

elle-même, constituée essentiellement par des nappes, MICHARD et SOUGY (1977) ont clairement montré ses différences avec la Meseta excluant toute prolongation simple entre les deux chaînes. Actuellement les dernières nappes des Mauritanides correspondent à l'Adrar Soutouf au Sahara occidental ; vers le Nord, la chaîne disparaît sous les bassins côtiers de Boujdour - El-Ayoun et se perd en mer. Il est donc évidemment tentant d'arrêter la chaîne sur une zone d'accidents transformants prolongement vers l'Ouest de l'accident du Tizi n'Test et de la limite Anti-Atlas - Meseta. Prolonger les Mauritanides vers le Nord semble en effet peu probable. Elles affronteraient dans ce cas le môle côtier mésétien où les structures ont une vergence assez systématiquement dirigée vers l'Ouest. Il semble donc assez logique, dans l'état actuel des connaissances d'admettre à la suite de MICHARD et SOUGY une séparation nette entre les deux chaînes ; les Mauritanides résultant d'une collision franche le long du craton ouest-africain alors que les Hercynides marocaines s'installeraient plutôt sur le passage de zones de coulissement essentiellement dextres orientées N 70-80.

## 9.2. LES NOYAUX PALEOZOIQUES DE MEDITERRANEE OCCIDENTALE

Ces noyaux correspondent aux affleurements d'âge paléozoïque et plus ancien, inclus dans les chaînes alpines du pourtour de la Méditerranée occidentale. En Afrique du Nord, ce sont les nappes Ghomarides et les Bokkoya dans la chaîne du Rif et les massifs du Chenoua, de Grande et Petite Kabylies dans le Tell. Dans les chaînes Bétiques, les Malaguides sont l'équivalent des Ghomarides. On trouve ensuite l'île de Minorque, le bloc corso-sarde, puis les noyaux hercyniens inclus dans les chaînes récentes des Pyrénées, des Alpes occidentales, des Apennins (Toscane) et du Sud de l'Italie (Calabre, Sicile). Le morcellement de ces noyaux paléozoïques, leur dispersion et l'importance des déplacements alpins qu'ils ont subis rendent très difficiles les corrélations et l'établissement d'une paléogéographie d'ensemble. Les tentatives de synthèse sont donc rares. Parmi les plus récentes on peut citer principalement BOURROUILH et al. (1980) pour la partie la plus occidentale du domaine et VAI et COCCOZA (1986) pour la partie la plus orientale, italienne.

J'insisterai plutôt sur les rapports entre la Meseta marocaine et les affleurements paléozoïques actuellement les plus proches, c'est-à-dire les noyaux paléozoïques rifo-telliens constituant les nappes Ghomarides et les massifs Kabyles.

Dans les Ghomarides, CHALOUAN (1986), décrit une série ordovico-silurienne de type plate-forme avec des indices de distension à l'Ordovicien supérieur et au Silurien, bien marqués par des épanchements de roches basiques. En Kabylie, le Paléozoïque débute par du Cambrien (BAUDELLOT et GERY, 1979) ou du Trémadoc (BAUDELLOT et al., 1981) discordant sur un socle cadomien ou panafricain (BOSSIERE, 1980). La présence de séries volcano-détritiques et de spilites d'âge arénig-ashgill traduit probablement une distension corrélable avec celle des Ghomarides. Au Dévonien, une paléogéographie différenciée peut être mise en évidence dans l'ensemble Rif-Kabylie et Baléares. Selon BOURROUILH et al., (1980) et CHALOUAN (1986) on peut désormais distinguer du Sud vers le Nord (en position actuelle), le passage d'une plate-forme carbonatée à un

bassin avec dépôts de turbidites. Cette distinction est particulièrement nette dans le Rif (CHALOUAN, 1986), elle se retrouver dans les noyaux Kabyles et le Chenoua (GELARD et al., 1978 ; BOURROUILH et al., 1980). Le flysch de Minorque appartiendrait également à ce bassin. Au Carbonifère, un nouveau bassin d'individualise, avec la même polarité Sud-Nord qu'au Dévonien. Les dépôts sont détritiques, avec des olistostromes sur les marges du bassin, passant vers le Nord à des flyschs.

Du point de vue structure, le point essentiel est l'existence d'une phase tectonique bretonne, bien étudiée dans les Ghomarides, où deux épisodes de déformation  $D_1$  et  $D_2$  contemporains d'un métamorphisme anchi- à épizonal sont décrits par CHALOUAN (1986). Les directions des plis varient de N 00 à N 70 avec un déversement vers l'Ouest ou le NW. Une composante cisailante (épisode  $D_2$ ) implique des déplacements vers le Nord et le NE. La phase bretonne<sup>2</sup> est également reconnue en Kabylie (BOUILLIN et PERRET, 1982), mais insuffisamment étudiée du point de vue microtectonique pour permettre des comparaisons précises. L'intensité de la déformation et du métamorphisme est en général peu importante, restant dans le domaine de l'épizone. Une partie du fonctionnement de la bande blastomylonitique de Grande Kabylie (BOSSIERE, 1980) pourrait être bretonne. Il faut enfin noter que la phase bretonne n'est pas décrite à Minorque. Quant à la tectonique tardi-varisque (post-West-phalien C), elle est peu intense, dans les Ghomarides, elle se marque par des plis NW-SE à E-W à déversement variable ; le métamorphisme synschisteux ne dépasse pas l'anchizone. Des directions E-W se retrouvent en Kabylie, en particulier le long de la bande blastomylonitique N 70 (BOSSIERE, 1980 ; BOUILLIN et PERRET, 1982).

Les similitudes avec la Meseta orientale ont été soulignées par CHALOUAN (1986). Elles portent principalement sur l'existence d'un bassin à flysch au Dévonien. Celui-ci est bien représenté en Meseta orientale et dans les nappes sudètes de la Meseta occidentale, il se prolongerait vers le NE et l'Est, dans les Ghomarides, les noyaux Kabyles et Minorque. Dans le schéma de BOURROUILH et al. (1980), sensiblement modifié par CHALOUAN (1986), tout cet ensemble correspond à la marge disloquée du craton africain. L'amincissement crustal qui affecte cette bordure du Gondwana au Dévonien est semble-t-il de plus en plus important du Sud vers le Nord comme l'atteste l'apparition du magmatisme basique. Ce dernier est inconnu au Maroc, sauf peut-être à Azrou (BOHRMANN et FISCHER, 1985), il se développe par contre au NE dans les Traras puis surtout dans les Ghomarides.

Un autre élément important de comparaison est l'existence d'une tectonique antévisséenne, correspondant à la phase bretonne. Les caractéristiques de cette phase bretonne sont très voisines depuis la Meseta orientale jusqu'aux noyaux rifo-Kabyles et l'on peut admettre que les déformations appartiennent au même niveau structural (tectonique en plis couchés ou déversés, métamorphisme anchi- à épizonal). Il est plus difficile de savoir s'il s'agissait d'une même chaîne, la position des noyaux rifo-kabyles par rapport à la Meseta marocaine n'étant pas établie avec certitude au courant du Paléozoïque. Les reconstitutions généralement admises (BOURROUILH et al., 1980 ; VAI et COCOZZA, 1986), les placent vers l'Est. La chaîne bretonne s'édifierait donc toujours en bordure du Gondwana.

### 9.3. LA CHAÎNE HERCYNIENNE D'EUROPE, LA MESETA IBERIQUE

Les raccords entre la chaîne hercynienne d'Europe et celle d'Afrique du Nord sont rarement envisagés dans le détail. La continuité de ces deux chaînes est cependant très probable. Il est en effet admis que la chaîne hercynienne s.l. résulte de la collision entre le Gondwana et le Laurussia au cours du Carbonifère. Il est donc logique de rechercher en Afrique du Nord le prolongement des Hercynides d'Europe ainsi que l'avant-pays sud de la chaîne. C'est évidemment entre le Maroc et la Meseta ibérique que les corrélations sont les plus intéressantes. Elles n'ont cependant jamais été faites de façon systématique, en partie à cause de l'incertitude concernant la position de l'Espagne par rapport à l'Afrique. Il semble malgré tout, que dans les reconstitutions récentes de l'ensemble des chaînes hercyniennes péri-atlantiques les différents auteurs (ZIEGLER, 1984 ; LORENZ et NICHOLLS, 1984, MATTE, 1986) s'accordent à placer l'Espagne dans une position proche de l'actuelle, avec un décalage vers l'Est par rapport à l'Afrique du Nord, conformément aux modèles de LE PICHON et al., (1977) ou de VAN DER VOO et FRENCH (1974) valables pour la fin du Carbonifère. Dans ces modèles, les segments marocains et ibériques se raccordent par une virgation importante, analogue à celle de l'arc ibéro-armoricain. J'examinerai rapidement les principaux points de comparaison possibles entre la partie sud de la Meseta ibérique et la Meseta marocaine. Ces comparaisons ont déjà été envisagées par PIQUE (1979, 1981).

La partie sud de la Meseta ibérique est divisée en deux domaines : le domaine sud-ibérique (Ossa Morena et zone sud-portuguaise) et le domaine centre-ibérique, séparés par le linéament de Badajoz-Cordoue (fig. 164).

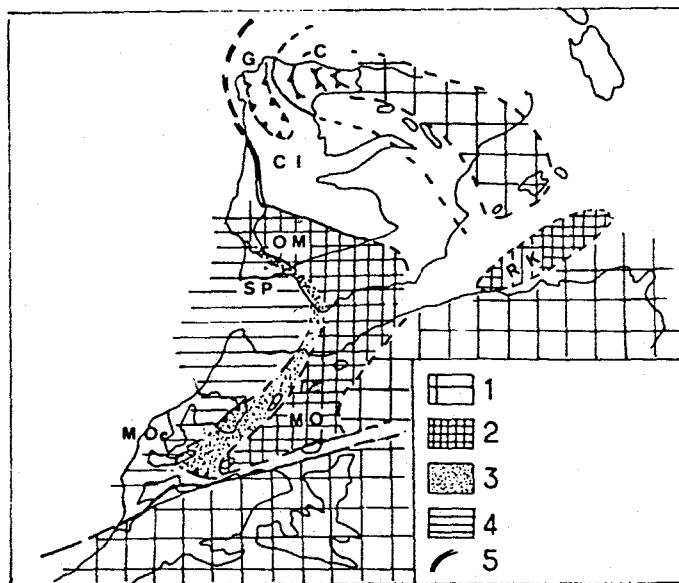


Fig. 164 - Raccord entre les zones structurales du sud de la Meseta ibérique et de la Meseta marocaine (d'après PIQUE, 1981, modifié).  
 1 : craton et blocs stables au Dévonien et Carbonifère. 2 : zones "internes" à structuration éovarisque (OM : Ossa Morena, M.O : Meseta orientale). 3 : zone de transition à mouvements intraviséens surtout développée au Maroc, 4 : zones externes, S.P. : zone sud-portuguaise, MOC : Meseta occidentale, 5 : suture, C.I. : zone centre-ibérique, G : Galice, C : zone cantabrique, R.K. : noyaux rifo-kabyles à structuration éovarisque.

C'est le domaine sud-ibérique qui représente le plus d'analogies avec la Meseta marocaine. Selon JULIVERT et al. (1980), BURG et al. (1981) et MATTE (1983), ce domaine est caractérisé par un socle cadonien ou panafricain sur lequel repose en discordance un Cambrien épais, de type épicontinental. La présence d'andésites entre le Cambrien et le socle rappelle la série d'Ouarzazate dans l'Anti-Atlas. Le Cambrien supérieur et l'Ordovicien schisto-grauwackeux montrent une intense activité magmatique, avec notamment des intrusions basiques, des laves à caractère tholeitique et calco-alcalin. Le Silurien pélitique et le Dévonien inférieur, grauwackeux n'affleurent que localement. Ces caractères montrent qu'il existe certaines analogies avec la Meseta marocaine, avec cependant un magmatisme beaucoup plus important dans le Paléozoïque inférieur qui évoque une distension plus accentuée rappelant en cela les unités Ghomarides du Rif interne. Les gabbros de Beja au Portugal sont datés du Dévonien, marquant donc aussi à cette époque une distension plus importante qu'au Maroc où les flyschs dévoniens ne sont pas volcanisés.

Le point le plus important est l'existence en Ossa-Morena d'une phase tectonique éovarisque, antérieure au Carbonifère inférieur qui se limite à des dépôts de molasses discordantes avec des séries volcano-détritiques localisées dans des fossés intramontagneux. Cette phase est caractérisée par des plis synschisteux, déversés à couchés vers l'Ouest et suivis par la mise en place de nappes (VAUCHEZ, 1974). L'âge exact de cette phase n'est pas précisé, elle se situe entre le Dévonien inférieur et le Carbonifère inférieur et correspond donc à des mouvements éovarisques, acadiens ou bretons. Ces caractères évoquent évidemment la Meseta orientale par l'âge, le style de la déformation, la vergence des structures et par la position post-tectonique des dépôts carbonifères. Il faut cependant souligner que l'intensité de cette déformation éovarisque est plus forte en Espagne où elle peut atteindre localement la catazone. Comme en Meseta orientale, une phase tectonique tardi-varisque donne des plis droits (ici NW-SE) localement synschisteux.

La zone sud-portugaise est constituée uniquement de terrains datés du Dévonien supérieur au Carbonifère, avec des schistes et quartzites au Dévonien supérieur, le complexe volcano-plutonique de la ceinture pyriteuse d'Huelva d'âge tournaisien-viséen inférieur et enfin des flyschs carbonifères (Culm) du Viséen supérieur au Westphalien. Les analogies avec la Meseta occidentale ont déjà été soulignées par PIQUE (1979, 1981) et BORDONARO (1983) : le volcanisme bimodal de la ceinture pyriteuse est assimilable à ce qui est connu dans les Jebilet centrales (HUVELIN, 1977) où il est cependant un peu plus récent qu'en Espagne (Viséen supérieur). La phase tectonique, post-westphalienne correspond à des plis synschisteux déversés à couchés avec chevauchements imbriqués à vergence vers le SW. L'absence de terrains antédévonien suggère une importante surface de décollement dans le Paléozoïque inférieur-moyen. Ce style tectonique diffère donc sensiblement de celui de la Meseta occidentale où l'ensemble des séries paléozoïques est impliqué dans la tectonique namuro-westphalienne. Si l'intensité de la déformation et le degré de métamorphisme sont analogues, le style diffère quelque peu, puisqu'en Meseta marocaine on observe des enchaînements plis + chevauchements à vergence variable liés à des zones de cisaillements ductiles (MICHARD et al., 1983 ; LAGARDE, 1985) et d'autre part une importante granitisation syn- à tardi-tectonique inconnue dans la zone sud-portugaise.



Malgré ces restrictions, il semble que l'on puisse envisager le prolongement de l'Ossa-Morena dans la Meseta orientale et de la zone sud-portugaise vers la Meseta occidentale. Les traits communs les plus intéressants sont :

1) la distension dévonienne, débutante en Meseta orientale avec le fossé des flyschs, elle s'accroît probablement en Meseta ibérique avec les gabbros de Beja. Les unités Ghomarides appartiendraient probablement au même domaine,

2) la tectonique éovarisque en plis déversés à couchés à vergence Ouest et SW. Cette phase acadienne ou bretonne selon les lieux marque la fin de la fermeture des bassins dévoniens et conduit à l'individualisation de zones internes (Ossa-Morena, Meseta orientale),

3) les bassins dévono-dinantiens qui s'individualisent dans les zones plus externes (zone sud-portugaise, Meseta occidentale) sont caractérisés par un magmatisme bimodal correspondant tout au moins au Maroc à un contexte d'arrière-arc (KHARBOUCH, 1982),

4) l'existence d'une zone intermédiaire entre les deux domaines. Au Maroc, la limite entre la Meseta orientale et la Meseta occidentale correspond à une avant-fosse de Carbonifère inférieur où se mettent en place des nappes de glissement. Cette phase sudète est probablement accompagnée de plissements synschisteux. Ce type de structures ne se retrouve pas dans la chaîne Ibérique où le contact entre Ossa-Morena et zone sud-portugaise est purement tectonique. On connaît cependant dans la zone sud-portugaise, des écaillages antéschisteux (MATTE, 1983) qui pourraient correspondre à ces mouvements sudètes, marquant ainsi comme au Maroc le déplacement des déformations varisques des zones internes vers les zones externes.

#### 9.4. CONCLUSIONS

A partir des corrélations mentionnées ci-dessus, entre le Maroc et les segments hercyniens les plus proches, on peut essayer de replacer les Hercynides d'Afrique du Nord (essentiellement du Maroc) dans le cadre plus général de la chaîne varisque.

Je partirai des corrélations faites avec la Meseta ibérique. Elles sont intéressantes dans la mesure où elles permettent de faire directement le lien avec la chaîne hercynienne d'Europe occidentale. Elles conduisent aussi à situer les zones internes de la chaîne au moment de la collision qui engendre les déformations éovarisques. Dans la partie sud de la Meseta ibérique qui nous intéresse ici, cette zone interne se situe au niveau du Linéament Badajoz-Cordoue.

Pour LEFORT et RIBEIRO (1980) et LEFORT (1983a et b), le linéament Badajoz-Cordoue correspond à une faille transformante qui sépare l'océan

sud-armoricain de l'océan "Théique" situé entre le Gondwana et le Laurentia (Fig. 165). Dans ce modèle, le rapprochement des zones centre et sud-ibérique doit cependant se réaliser par des coulissages dextres qui ne sont pas conformes avec le cisaillement ductile senestre, éovarisque décrit par BURG et al. (1981).

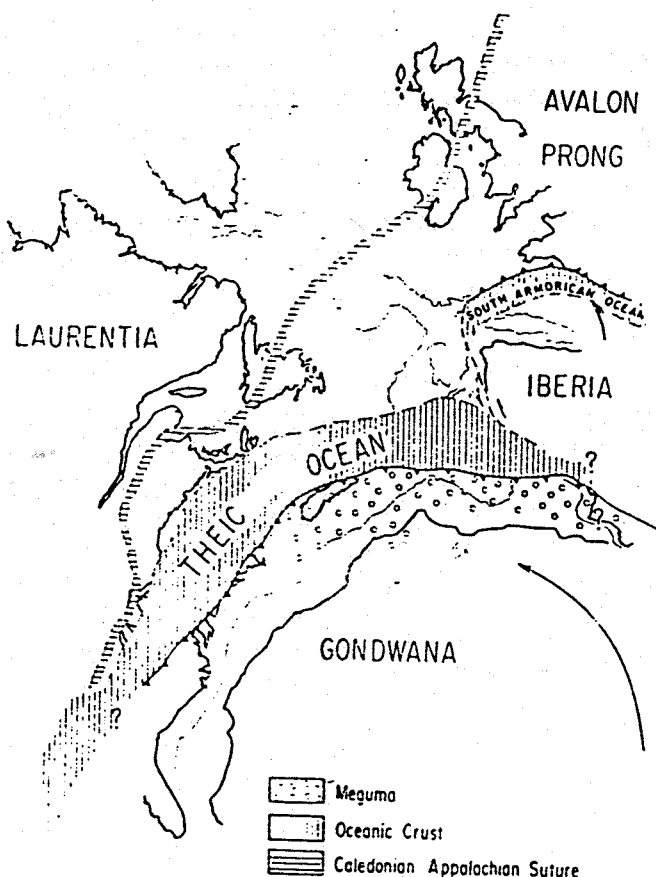


Fig. 165 - Assemblage des continents au Paléozoïque moyen (d'après LEFORT, 1983 b).

Pour MATTE (1983, 1986), ce linéament est le prolongement de la suture correspondant à la fermeture de l'océan Galice-Massif Central au cours de la phase éovarisque. Ce modèle paraît le plus cohérent avec les données de la géologie. La fermeture de l'espace océanique se termine au Dévonien par une subduction à pendage vers l'Ouest. Le processus obduction (Galice) collision engendre des structures éovarissques à vergence vers l'Est dans le domaine centre-ibérique selon des cisaillements conformes au pendage de la subduction, et à vergence Ouest dans le domaine sud-ibérique selon des cisaillements antithétiques. Les mouvements senestres le long de l'accident Badajoz-Cordoue correspondraient au poinçonnement par une avancée du Gondwana (bloc de l'Ebre). En prolongeant ce schéma en Afrique du Nord, la subduction vers l'Ouest au Dévonien pourrait correspondre à la subduction fossile envisagée pour expliquer la zonalité du magmatisme carbonifère inférieur (cf. § 8.4.) ; les structures bretonnes en plis couchés vers l'Ouest de

la Meseta orientale pourraient s'interpréter de la même manière que celles de l'Ossa-Morena (Fig. 166).

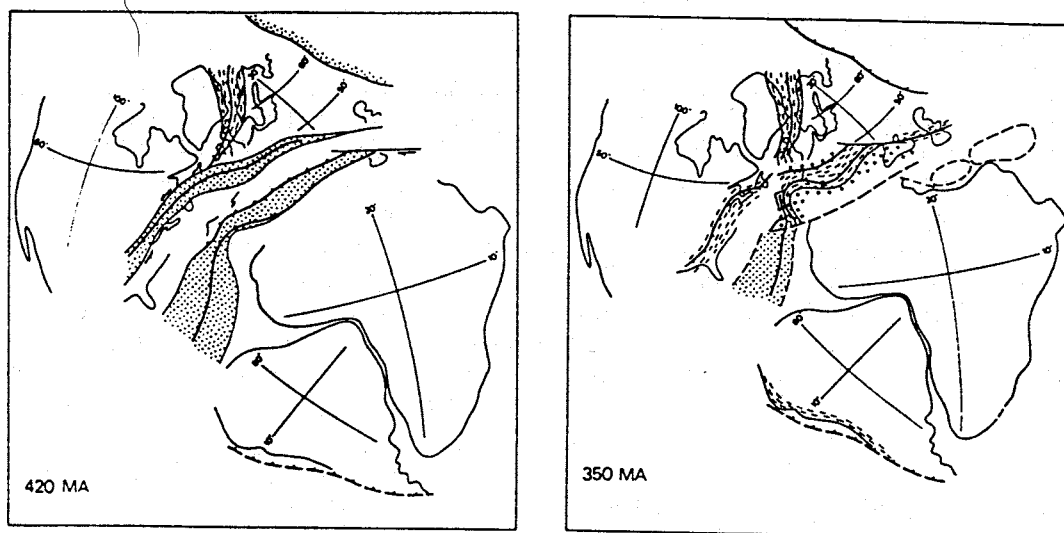


Fig. 166 - Assemblage des continents au Silurien et au Carbonifère inférieur (d'après MATTE, 1986).

Ce modèle permet d'intégrer la plupart des données disponibles. Il suppose cependant l'existence d'un espace océanique entre le Sud de la Meseta marocaine et le Gondwana, or les données régionales disponibles montrent plutôt un lien quasi permanent entre le craton et la marge plus ou moins disloquée que représente le Maroc ; la distension qui affecte cette marge au cours du Paléozoïque inférieur ou moyen n'atteignant jamais le stade d'océanisation. La distension, importante en Espagne, puisqu'elle atteindrait le stade océan s'amortirait donc au Maroc. La jonction avec l'océan séparant Mauritanides et Appalaches nécessite alors le passage d'une faille transformante correspondant à la zone de cisaillement paléozoïque de l'Atlas limitant la Meseta et l'Anti-Atlas. Le fonctionnement de cette zone transformante serait donc précoce puisque dès le Paléozoïque inférieur elle séparerait l'océan Galice-Massif Central, de l'Océan mauritanien.

D'autre part, ce modèle ne permet pas d'intégrer les noyaux bético-rifo-kabyles. Ces derniers sont interprétés par CHALOUAN (1986) comme la marge nord, disloquée, du Gondwana. Les corrélations entre Meseta

marocaine orientale et noyaux rifo-kabyles ont été signalées ci-dessus (§ 9.2.). La position exacte de ces noyaux rifo-kabyles au Paléozoïque n'est pas connue. Il est cependant tentant, à titre d'hypothèse de les relier à la Meseta orientale le long d'une direction E-W correspondant à la marge disloquée du craton africain. L'importance de la distension qui affecte cette zone n'est pas connue, faute d'études géochimiques des laves siluro-dévonienues.

Il est difficile d'intégrer ces différentes données dans un schéma simple, on peut cependant proposer l'hypothèse suivante. Au Paléozoïque inférieur, les parties nord et ouest du Gondwana se disloquent suivant des directions héritées de l'orogénèse panafricaine. La principale est la direction N 70-80 marquant la limite Meseta-Anti-Atlas. Au Sud de cette fracture s'ouvre l'océan mauritanien séparant les cratons ouest-africain et nord-américain. Selon les directions N-S, héritées des structures panafricaines du Hoggar s'individualise le bloc de l'Ebre, avancé vers le Nord du Gondwana. La distension, qui affecte cette marge gondwanienne irrégulière, augmente vers le Nord et l'Est : faible au Maroc, où elle se marque surtout par un sillon de flysch au Dévonien inférieur-moyen, elle s'accentue vers le Nord en Meseta ibérique, le long de la zone Badajoz-Cordoue, et vers l'Est dans les noyaux rifo-kabyles qui représentent peut-être une zone en distension le long de laquelle le bloc de l'Ebre tend à se détacher du Gondwana.

Les plissements éovariques, acadiens et bretons marquent la fermeture de ces différents domaines en distension. La chaîne issue de ces événements précoces se suit de façon quasi-continue depuis l'Europe moyenne jusqu'au Maroc où elle s'arrête sur la zone de cisaillement paléozoïque de l'Atlas qui conserve donc un rôle transformant. Il est possible que des événements de cet âge se produisent dans les zones internes des Mauritanides actuellement en nappes sur le craton (ROUSSEL et al., 1984). La position des plissements bretons mis en évidence dans les Ghomarides et en Kabylie est par contre moins claire. Dans l'hypothèse présentée ici ils seraient essentiellement contrôlés par le jeu cisailant d'accidents N70, la déformation tangentielle y est cependant importante avec probablement des décollements du Paléozoïque par rapport au socle (CHALOUAN, 1986).

Dans la suite de l'histoire paléozoïque, la chaîne hercynienne connaît une évolution essentiellement intracontinentale. Les bassins à flyschs dévono-dinantiens sont localement volcanisés, traduisant généralement une distension modérée aboutissant à un rifting. Les phases tectoniques varisques et tardivarisques (namuro-westphalienne, asturienne) accentuent le serrage général de la chaîne. Par rapport à la chaîne d'Europe occidentale qui, jusqu'à la Meseta ibérique présente une structure linéaire, relativement simple, avec des virgations (arc ibéro-armoricain), les Hercynides marocaines montrent des directions structurales très variables. Cette relative complexité est due pour l'essentiel à la position du Maroc entre des zones de cisaillements importantes, N 10-20 et N 70-80 dont le jeu en décrochements ductiles, au cours de la phase namuro-westphalienne introduit des virgations de structures (LAGARDE, 1985). Les cisaillements dextres le long des directions N 70-80 se prolongeront sans doute très tard, jusqu'à la fin du Carbonifère (ARTHAUD et MATTE, 1977).

Pour conclure, il faudrait souligner l'intérêt de la chaîne hercynienne du Maroc qui trop longtemps ne fut pas prise en compte dans les reconstitutions des chaînes paléozoïques périatlantiques, ou intégrée sans tenir compte des structures que l'on y observe. Or on peut montrer que l'on retrouve au Maroc le prolongement sud de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale. Les analogies avec la Meseta ibérique étant en cela les plus intéressantes. Le Maroc offre aussi l'avantage d'observer la limite sud de la chaîne non effacée par les déformations alpines. Cette limite est ici complexe, puisqu'elle correspond à une zone transformante située essentiellement en domaine continental, le long de laquelle les mouvements cisaillants ont en partie détruit la découpe initiale, sans doute très accidentée de la bordure nord du Gondwana. L'étude structurale d'ensemble de la limite sud de la chaîne hercynienne du Maroc reste d'ailleurs à faire, depuis le Tizi-n'Test jusqu'au Tamlelt et à la frange nord de l'Anti-Atlas. Seuls des travaux ponctuels sont publiés. Mais il est certain que pour parvenir à une image plus achevée de la chaîne, lui fournir un cadre géodynamique cohérent et acquérir des certitudes en ce qui concerne les corrélations avec les autres segments hercyniens des études géochimiques, géochronologiques et paléomagnétiques sont indispensables.



## BIBLIOGRAPHIE

- AGARD J., BALCON J. et MORIN P. (1958a) - Etude géologique et métallogénique de la région minéralisée du Jbel Aouam (Maroc central). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc 132, 124 p.
- AGARD J., MORIN P. et OWODENKO B. (1958b) - Rapport sur la recherche de nouveaux bassins houillers dans le Maroc oriental. Rapp. inéd. S.E.G.M. Rabat, 629.
- ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1972) - Les nappes hercyniennes de la Meseta sud-orientale (Maroc central). C.R. Acad.Sci., Paris, 284 D, p. 2284-2287.
- ALLARY A., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1976) - Etude tectonique et micro-tectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, 261, 169 p.
- ARTHAUD F. (1970) - Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). U.S.T.E.L.A. : Montpellier, 1, 175 p.
- ARTHAUD F. et MATTE P. (1977) - Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 88, p. 1305-1320.
- BALL E., FABRE J., GUELLAL S., MEGARD F. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1975) - Sur la présence de cisaillements plats d'âge hercynien dans le Carbonifère de Béchar (Algérie). C.R. Acad. Sci., Paris, 280, p. 2721-2724.
- BAUDELLOT S. et GERY B. (1979) - Découverte d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Trémadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie (Algérie). C.R. Acad. Sci., Paris, 288, D, p. 1513-1516.
- BAUDELLOT S., BOUILLIN J.P. et COIFFAIT P. (1981) - Découverte d'Ordovicien inférieur daté par Acritarches dans l'Ouest de la petite Kabylie (Algérie) : conséquences structurales. C.R. Acad. Sci., Paris, 293, II, p. 611-614.
- BEAUJARD D., HACINI A. et PAWLOWSKI R. (1976) - Les pillows-lavas d'âge paléozoïque du massif des Traras (Algérie occidentale) : étude pétrographique. 4ème R.A.S.T., Paris, livre en dépôt à la Soc. géol. de Fr., p. 39.
- BEAUJARD D., CENTENE A., CISZAK R., GONORD H., HACINI A., PAWLOWSKI R. et ROLET J. (1976) - Le massif des Traras, un jalon pour la reconstitution de l'histoire hercynienne nord-maghrébine : précisions stratigraphiques volcanologiques et structurales sur la partie septentrionale (région d'Honaïne). Algérie occidentale. Bull. Soc. Hist. Natur. Afr. Nord., t. 67, fasc. 3-4, p. 225-240.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P. and WEBER K. (1984) - The variscan belt in Central Europe : main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics, 109, p. 15-40.
- BENSAÏD M. (1979) - L'Ordovicien supérieur, le Silurien et le Dévonien dans l'Est du Maroc central. Mines, géologie et Energie, Rabat, n°46, p. 83-86.

- BEUN N., BOULANGER D., HUVELIN P. et TAJ-EDDINE K. (1986) - Le Paléozoïque de Khemis-n'Ga : un paléorelief sous la série gypseuse jurassico-crétacée des Mouissat (région de Safi, Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, 302, II, p. 39-42.
- BOHRMANN G. et FISCHER G. (1985) - Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums nordlich Azrou. Ein Beitrag zur Géologie der nordöstlichen marrokanischen Meseta. Geol. et Palaeont., 19, p. 15-37
- BONHOMMET N. et PERROUD H. (1986) - Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogénèse hercynienne en Europe occidentale. Bull. Soc. géol., France, n° 1, p. 35-42.
- BORDONARO M., GAILLET J.L. et MICHARD A. (1979) - Le géosynclinal carbonifère sud-mésétien dans les Jebilet (Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, 288, D, p. 1371-1374.
- BORDONARO M. (1983) - Tectonique et pétrographie du district à pyrrhotine de Kettara (Paléozoïque des Jebilet, Maroc). Thèse 3e cycle, Strasbourg, 132 p.
- BOSSIERE G. (1980) - Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation. Etude pétrologique de la partie occidentale du massif de Grande Kabylie (Algérie). Thèse Sci. Nantes, 278 p.
- BOUABDELLI M. (1982) - Stratigraphie et évolution structurale du Paléozoïque d'Azrou (NE du Maroc central). Thèse 3ème cycle. Strasbourg, 164 p.
- BOUABDELLI M., CAILLEUX Y., HOEPFFNER C., MICHARD A. et PIQUE A. (1983) - Le bassin sédimentaire dinantien d'Azrou (NE de la Meseta marocaine) et l'évolution de sa déformation hercynienne depuis la mise en place de nappes précoces synsédimentaires jusqu'aux chevauchements tardifs. Actes du Symposium "Maroc et orogène paléozoïque", P.I.C.G. n° 27, Rabat, 1983, Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 335, 1986, sous-  
presse.
- BOUILLIN J.P. et PERRET M.F. (1982) - Datation par conodontes du Carbonifère inférieur et mise en évidence d'une phase tectonique bretonne en Petite Kabylie (Algérie). C.R. Acad. Sci., Paris, 295, II, p. 47-50.
- BOURROUILH R., COCOZZA T., DEMANGE M., DURAND-DELGA M., GUEIRARD S., GUI-TARD G., JULIVERT M., MARTINEZ F.J., MASSA D., MIROUSE R. et ORSINI J.B. (1980) - Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée. In Colloque C.6, géologie de l'Europe, XXVie Congrès géol. intern., Paris. B.R.G.M. S.G.N., p. 159-188.
- BRICE D., CHARRIERE A., DROT J. et REGNAULT S. (1983) - Mise en évidence, par des faunes de Brachiopodes, de l'extension des formations dévoniennes dans la boutonnière d'Immouzer du Kandar (Sud de Fès, Maroc). Ann. Soc. géol., Nord, T. C III, p. 445-458.
- BRICHANT A. et HARROY J. (1928) - Sur la découverte d'un bassin houiller au Maroc oriental. C.R. Acad. Sci., Paris, 187, p. 656-657.
- BRICHANT A. (1933) - Sur les relations du Paléozoïque des Zekkara avec le Culm du bord nord du bassin de Djerada (Maroc oriental). C.R. somm. Soc. géol. Fr. n° 10, p. 121-122.
- BRICHANT A. (1935) - Contribution à la connaissance de la stratigraphie et de la tectonique des terrains antéhercyniens du Maroc central. Bull. Soc. géol. Fr., 8-9, p. 541-557.



- BURG J.P., IGLESIAS M., LAURENT Ph., MATTE Ph., and RIBEIRO A. (1981) - Variscan intracontinental deformation : the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78, p. 161-177.
- CAIA J. (1965) - Inventaire général des gîtes (Fe, Cu, amiante, Pb-Zn) de la boutonnière du Mougueur et de sa périphérie (Haut-Atlas oriental). Rapport S.E.G.M., Midelt n° 8, inédit.
- CAIA J. (1969) - Les filons de fer du socle paléozoïque de Mougueur et les minéralisations plombo-zincifères stratiformes et de cassure de sa couverture secondaire (Haut-Atlas oriental). *Notes Serv. géol., Maroc*, t. 29, n°213, p.121-130.
- CAILLEUX Y. (1983) - Livret-guide d'excursion : géotraverse du Maroc hercynien (zone nord). Stratigraphie et aperçus tectoniques. P.I.C.G. n° 27, orogène calédonien, symposium de Rabat, Août-Septembre 1983. Ministère Energie et Mines du Maroc. 161 p. (inédit).
- CAILLEUX Y. (1985) - Les écailles antéviséennes d'Ezzeheliga. Leur importance dans l'interprétation structurale du Maroc central. *C.R. Acad. Sci., Paris*, T. 301, II, p. 497-502.
- CAILLEUX Y. et HOEPFFNER C. (1983) - Les zones internes de la chaîne hercynienne au Maroc, cisaillements synmétamorphiques précoces vers l'Ouest, exemple de la boutonnière de Midelt ; conséquences structurales. 2ème E.U.G. Strasbourg, 1983, résumé in *Terra Cognita*, n°3, p. 254.
- CENTENE A. et CISZAK R. (1976) - Données lithostratigraphiques sur le Silurien des Traras ; un niveau-repère pour la compréhension de la structure (région d'Honaïne, Algérie occidentale). in 4ème R.A.S.T., Paris, Livre en dépôt à la Soc. géol. de Fr., p. 102.
- CENTENE A., CISZAK R. et LACAS J.L. (1984) - Un segment de l'orogène varisque dans les massifs littoraux d'Oran (Algérie) : tectonique polyphasée et chronologie. *C.R. Acad. Sci., Paris*, T. 298, II, p. 133-136.
- CENTENE A. et CYGAN C. (1984) - Séries hétéropiques dans le Dévonien du massif des Traras (Algérie occidentale). 10e R.A.S.T., Bordeaux, livre en dépôt à la Soc. géol. de Fr., p. 127.
- CHAKIR A. (1983) - Contribution à l'étude des Acritarches du massif du Tazekka (Maroc)/ Mémoire de fin d'études, Université de Liège, 154p. (inédit).
- CHALOT-PRAT F. et LE GALL (1978) - Pétrographie des ignimbrites et des dépôts volcanoclastiques associés dans le Cambrien de l'Est du Massif Armoricaïn. *Bull. B.R.G.M.*, I 7 3, p. 187-205.
- CHALOT-PRAT F. et CHALOT-PRAT R. (1984) - Le complexe volcanique carbonifère du Tazekka (Maroc oriental). 10e R.A.S.T., Bordeaux, livre en dépôt à la Soc. géol. de Fr., p. 130.
- CHALOT-PRAT F. et ROY-DIAS C. (1985) - Découverte de plantes d'âge Viséen supérieur-Namurien A dans les volcanoclastites de la base du complexe volcanique du Tazekka (Maroc oriental). Approche paléogéographique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 301, II, p. 853-855.
- CHALOT-PRAT F. (1986) - Mise en évidence d'une dépression volcano-tectonique associée à d'épais épanchements ignimbritiques hercyniens dans le massif du Tazekka (Maroc oriental). *Rev. géol. dyn. géog. phys.*, vol. 27, 3-4, p. 193-203.

- CHALOUAN A. et MICHARD A. (1985) - Age anté-Viséen de la phase varisque paroxysmale dans les nappes ghomarides du Rif interne (Maroc). *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 38, 2, p. 165-174.
- CHALOUAN A. (1986) - Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine. Thèse Sciences, Strasbourg, 317 p.
- CHARRIERE A. (1983) - Mise en évidence de différents ensembles lithostratigraphiques et structuraux dans le socle du Moyen-Atlas tabulaire (Maroc). *Comm. symposium de Rabat, PICG n° 27, orogène calédonien. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 335, 1986, p. 33-44 (sous presse).*
- CHARRIERE A. et REGNAULT S. (1983) - Stratigraphie du Dévonien de la boutonnière d'Immouzer du Kandar (Sud de Fès); conséquences paléogéographiques. *Comm. symposium de Rabat, P.I.C.G. n° 27, orogène calédonien, et Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 335, 1986 (sous presse).*
- CHARRIERE A., CYGAN C. et REGNAULT S. (1984) - Un exemple d'évolution de faciès carbonatés dans le Dévonien marocain. 10e R.A.S.T., Bordeaux, livre en dépôt à la Soc. géol. de France.
- CHEGHAM A. (1985) - Etude minéralogique et géologique des filons Pb-Zn-Ag (Fe, Ca, Ba) de Sidi Lahcen (Boutonnière de Mekkam, Maroc oriental). Thèse 3e cycle, Orléans, 227 p.
- CHOUBERT G. (1951) - Essai de chronologie hercynienne. *Notes Serv. géol., Maroc, t. 4, n° 83, p. 9-78.*
- CLARIOND L. (1932) - Sur l'extension des mouvements antéviséens au Maroc. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 195, p. 717-718.*
- CLARIOND L. (1933) - Les affleurements primaires de la plaine de Meridja (Hauts Plateaux du Maroc oriental). *C.R. somm. Soc. géol., Fr., 9, p. 110-112.*
- CLARIOND L. (1936a) - A propos d'une note de P. Marie sur le Paléozoïque de Meridja (Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr., 5, p. 84-86.*
- CLARIOND L. (1936b) - A propos d'une note de P. Marie sur la série d'EZ-Ziroug. *C.R. somm. Soc. géol. Fr., 6, p. 105-106.*
- CLAUER N., JEANNETTE D. et TISSERANT D. (1980) - Datation isotopique des cristallisations successives du socle cristallin et cristallophyllien de la Haute-Moulouya (Maroc hercynien). *Geol. Rundsch., 5, p. 383-399.*
- COBBOLD P. et BRUN J.P. (1980) - Development of sheath folds in shear regimes. *J. struct. geol., vol. 2, n°1-2, p. 119.*
- CONRAD J. et LEMOSQUET Y. (1984) - Du craton vers sa marge : évolution sédimentaire et structurale du bassin Ahmet - Timimoun - Béchar (Sahara algérien) au cours du Carbonifère ; données paléoclimatiques. *Bull. Soc. géol. Fr., 6, p. 987-994.*
- CORNEE J.J. et FERRANDINI J. (1985) - Sur la tectonique précoce hercynienne et le rôle des accidents antéschisteux dans le Haut-Atlas occidental paléozoïque au Sud d'Imi n'Tanoute (Maroc). Relations avec les Jbilette occidentales. *C.R. Acad. Sci., Paris, 301, II, p. 1157-1162.*
- CORNEE J.J., COSTAGLIOLA C., LEGLISE H., WILLEFERT S. et DESTOMBES J. (1985) - Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou, Meseta marocaine occidentale. Manifestations volcaniques au Silurien. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille, CIV, p. 141-146.*

- DENNIS J.C., PRICE R.A., SALES J.K., HATCHER R., BALLY A.W., PERRY W.J., LAUBSCHER H.P., WILLIAMS R.E., ELLIOTT D., NORRIS D.K., HUTTON D.W. and EMMETT T. (1981) - What is a thrust ? What is a nappe ? In *Thrust and Nappe Tectonic*. Mc CLAY and PRICE ed. Blackwell, p. 7-9.
- DESTEUQC C. (1974) - Le système filonien du Jbel Aouam (Maroc central). Essai d'interprétation structurale. Thèse 3e cycle, Toulouse, 93p.
- DESTEUQC C. (1982) - Synthèse sur le Carbonifère du Maroc oriental, essai de reconstitution paléogéographique. Rapport inédit, D.B.S., Min. énergie et Mines, Maroc n° 69, 40 p.
- DESTEUQC C. et HOEPFFNER C. (1980) - Déformations hercyniennes dans les boutonnières paléozoïques de Debdou et du Mékam (Maroc oriental). *Mines, géologie et énergie*, Rabat, 48, p. 93-99.
- DESTEUQC C. et FOURNIER-VINAS C. (1981) - Présence d'Ordovicien daté dans la région d'Oujda (Maroc oriental). *Mines, géologie et énergie*, Rabat, 50, sous presse.
- DESTEUQC C. et POTHERAT P. (1983) - Le Westphalien B du bassin de Jerada. Résumé in Colloque "Bassins sédimentaires marocains", Trav : Dépt. géol. Fac. Sci. Marrakech, 1984, n°1, p. 16.
- DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1966) - Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50.000e. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 180bis, 104 p.
- DESTOMBES J. (1971) - L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique, in Colloque Ordovicien-Silurien. Mém. B.R.G.M., 73, p. 237-263.
- DESTOMBES J., HOLLARD H. et WILLEFERT S. (1985) - Lower Paleozoic Rocks of Morocco. In : Holland C-H. Ed., *Lower Paleozoic Rocks of the world*. John WILEY, London, 4, p. 91-336.
- DRESNAY R. DU (1964) - Carte géologique du Haut-Atlas oriental : feuilles de Bou-Arfa, Ich, Talzaza, Figuig. 1/200.000e. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 158.
- DRESNAY R. DU (1977) - Carte géologique du Haut-Atlas oriental ; feuilles de Anoual et Bou-Ananane. 1/200.000e. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 246.
- DRESNAY R. DU et LAFUSTE J. (1960) - Lambeau de Dévonien à Aïn el Orak dans le Nord du Tamlelt (extrémité orientale du Haut-Atlas marocain). C.R. Congr. Int. Stratigr. Silurien et Dévonien, Prague 1958, in *Ustr. Ust. Geol.*, Prague, 1960, p. 452-453.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. carte géol. Als. Lorr., 29, 320 p.
- EL GHAZI O. et HUVELIN P. (1981) - Présence d'un olistostrome dans le Viséen supérieur volcano-sédimentaire de Tanncherfi (Maroc oriental): simultanéité de la resédimentation et de l'activité volcanique. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 292, II, p. 91-96.
- EL KOCHRI A. (1981) - Etude géologique de la boutonnière de Mougueur-el Bour (Haut-Atlas oriental, Maroc). Thèse 3e cycle, Paris VI, 150p.
- EMBERGER A. (1961) - Le district plombifère de la Haute-Moulouya. Observations sur la structure du socle hercynien et de sa couverture sédimentaire dans la région d'Aouli et de Mibladen. *Mines et Géol.*, Rabat, n° 13, p. 59-62.

- EMBERGER A. (1965) - Introduction à l'étude des minéralisations plombifères de la Haute-Moulouya. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc n° 181, p. 167-174.
- ESHER et WATERSON (1974) - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22, p. 223-231.
- ESQUEVIN (1969) - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech., Pau, SNPA*, 3, P. 147-154.
- FADLI D. (1983) - Géologie structurale de la partie nord du massif du Khatouat : un segment hercynien de la Meseta nord-occidentale. Thèse 3e cycle, Rabat, 139 p.
- FISHER R.V. (1961) - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, p. 1409-1414.
- FISCHER R.V. (1966) - Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Rev.*, 1, p. 287-298.
- FRANCOIS J.M., REGNAULT S. et CHEILLETZ A. (1986) - Mise au point concernant les séries de l'Ordovicien-Silurien-Dévonien inférieur du Djebel Aouam (Maroc central). *Bull. Soc. géol., Fr.*, n° 2, p. 293-297.
- GAILLET J.L. (1986) - La tectonique du Dévonien-dinantien du Haouz occidental et l'hypothèse d'une transformante varisque au Sud de la Meseta marocaine. *Sci. géol. Bull.*, 39, 4, p. 361-370.
- GELARD J.P., et BOSSIERE G., LEGRAND P., SEMENOFF-TIAN-CHANSKY P. et WEYANT M. (1978) - Le Dévonien d'Ihamzienne dans la dorsale kabyle (massif de Chellata, Grande Kabylie) : sa stratigraphie et son complexe volcano-sédimentaire spilitique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 3, p. 277-289.
- GENTIL L. (1908) - Esquisse géologique du Massif des Beni-Snassen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 8, p. 391-417.
- GIGOUT M. (1951) - Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Trav. Inst. Sci. chérif.*, Rabat, 3 et Notes et Mém. serv. géol., Maroc, 86, 507 p.
- GIGOUT M. (1956) - Le volcan sous-marin d'âge acadien de Sidi-Saïd-Maachou (Maroc occidental). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 559-574.
- GONORD H. et ROLET J. (1976) - Sur l'importance de la tectonique hercynienne en écaillage - aux différentes échelles - dans la structure des Traras (région d'Honaïne, Algérie occidentale). 4ème R.A.S.T. Paris, livre en dépôt à la Société géologique de France.
- GUARDIA P. (1975) - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse Sciences, Nice, 286 p.
- HANSEN E. (1971) - Strain facies. Springer Verlag, 207 p.
- HERVOUET Y. (1985) - Géodynamique alpine (Trias-Actuel) de la marge septentrionale de l'Afrique, au Nord du bassin de Guercif (Maroc oriental). Thèse Sciences, Pau, 367 p.
- HOEPPFNER C. (1977) - Données nouvelles sur le Paléozoïque de la bordure occidentale du massif du Tazekka (Maroc oriental). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 284, D, p. 1635-1637.
- HOEPPFNER C. (1978) - Le massif paléozoïque du Tazekka (Maroc) ; analyse des déformations liées à un linéament tectonique. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 31, 1, p. 33-44.

- HOEPFFNER C. (1981) - Le complexe volcano-sédimentaire d'âge carbonifère dans le massif du Tazekka ; sa place dans l'évolution hercynienne de la Meseta marocaine orientale. *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, 34, 2, p. 97-106.
- HOEPFFNER C. (1982) - Le magmatisme pré et post-orogénique hercynien dans le Paléozoïque des Rehamna. In A. MICHARD (coord.). *Le massif des Rehamna (Maroc). Notes et Mém. Serv. géol., Maroc*, n° 303, p. 150-163.
- HOEPFFNER C. (1983) - L'évolution structurale hercynienne de la Meseta marocaine orientale ; essai de mise au point. *Actes du Symposium "Maroc et orogène paléozoïque"*, Rabat, 1983, P.I.C.G. n° 27. *Notes et Mém. Serv. géol., Maroc*, n° 335, sous presse.
- HOEPFFNER et VIDAL J.C. (1980) - Carte géologique du Rif à 1/50.000e, feuille Tahala et notice explicative. *Notes et Mém. Serv. géol., Maroc*, n° 282.
- HOLLARD H. (1967) - Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. *Intern. Symp. Devonian syst.*, Calgary, 1967, I, publ. Alberta Soc. *Pétrol. Geol.*, p. 203-244.
- HOLLARD H. (1978) - L'évolution hercynienne au Maroc. *Z. dt. Geol. Ges.*, 129, p. 495-512.
- HOLLARD H., MICHARD A. et PIQUE A. (1976) - L'orogénie acadienne dans les Hercynides marocaines. 4ème R.A.S.T. Paris, livre en dépôt à la Société géologique de France, p. 225.
- HOUARI M.R. (1987) - Etude géologique des boutonnières paléozoïques des Zekkara (Maroc occidental) ; leur place dans le contexte de la chaîne hercynienne. Thèse 3e cycle, E.N.S. Souissi, Rabat, 162 p.
- HUON S. (1985) - Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans des schistes paléozoïques du Maroc. Etude microstructurale et isotopique, conséquences régionales. Thèse université Louis Pasteur, Strasbourg. 124 p.
- HUVELIN P. (1967) - Nappe de glissement précoce hercynienne dans les Jebilet (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 265, p. 1039-1042.
- HUVELIN P. (1970a) - Chevauchements et écaillages précoces hercyniens des terrains antéviséens dans le domaine atlasique (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270, p. 2760-2763.
- HUVELIN P. (1970) - Mouvements hercyniens précoces dans la région de Mrirt (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 271, D, p. 953-955.
- HUVELIN P. (1977) - Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. géol., Maroc*, 232bis, 308 p.
- HUVELIN P. (1983) - Plutonisme acide à Sidi Lahcen (Paléozoïque du Mekam, région d'Oujda, Maroc oriental) et présence de cornéennes recoupées par des filons à scheelite et wolframite ou à molybdénite. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 297, II, p. 57-62.
- HUVELIN P. (1986) - Le Carbonifère du Tazekka (Maroc) : volcanisme et phénomène de resédimentation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, II, p. 1483-1488.
- JAILLARD L. (1986) - Attribution au Tournaisien-Viséen moyen du volcanisme paléozoïque de la région de Jerada (Maroc oriental). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, II, p. 897-900.

- JEANNETTE D. et PIQUE A. (1981) - Le Maroc hercynien : plate-forme disloquée du craton ouest-africain. C.R. Acad. Sci., Paris, 293, II, p. 79-82.
- JENNY J. et Le MARREC (1980) - Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït-Tamlil (Haut Atlas central, Maroc). *Eclog. geol. Helv.*, vol. 73-3, p. 681-696.
- JENNY J. (1983) - Livret guide d'excursion. L'avant-pays présaharien (Anti-Atlas central) et la partie méridionale de la chaîne hercynienne du Maroc (Haut-Atlas central et Jbilet). Symposium de Rabat, "Maroc et orogène paléozoïque", 1983, P.I.C.G. n° 27. Minist. En. et Mines, Rabat, JENNY, coord., inédit.
- JULIVERT M., MARTINEZ F.J. and RIBEIRO A. (1980) - The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. Colloque C.G. du 26e Cong. géol. intern., Paris. *Mém. B.R.G.M.*, n°108, p. 132-158.
- KHARBOUCH F. (1982) - Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la Meseta nord-occidentale et orientale (Maroc hercynien). Thèse 3e cycle, Strasbourg, 150 p.
- KUBLER B. (1964) - Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, 19, p. 1093-1112.
- LAGARDE J.L. (1985) - Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la Meseta marocaine. *Hercynica*, I, 1, p. 29-37.
- LAGARDE J.L. et CHOUKROUNE P. (1982) - Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques : l'exemple du massif hercynien des Jbilet (Maroc). *Bull.Soc. géol., France*, 2, p. 299-308.
- LAGARDE J.L. et RODAZ B. (1983) - Le massif plutonique du Tichka (Haut-Atlas occidental, Maroc) : un diapir syntectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 389-395.
- LEFORT J.P. et RIBEIRO A. (1980) - La faille Porto-Badajoz Cordoue a-t'elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain? *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 3, p. 455-462.
- LEFORT J.P. (1983a) - A new geophysical criterion to correlate the Acadian and Hercynian orogenies of western Europe and eastern America. *Geol. Soc. Am. Mém.*, 158, p. 3-18.
- LEFORT J.P. (1983b) - La rotation du Gondwanaland et ses effets dans les Maritimes et au Maroc au Dévonien-Carbonifère. Actes du Symposium "Maroc et orogène paléozoïque", Rabat, 1983. P.I.G.C. n° 27. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, 335, p. 315-322 (sous presse).
- LEPICHON X., SIBUET J.C. et FRANCHETEAU J. (1977) - The fit of the continents around the North Atlantic ocean. *Tectonophysics*, 33, p. 169-209.
- LEVEQUE P. (1952) - Note sur l'anticlinal des Mellaha (Moyen-Atlas, NE de Sefrou). *Notes Serv. géol., Maroc*, t. 6, n° 95, p. 45-49.
- LORENZ V. et NICHOLLS I.A. (1984) - Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107, p. 25-26.
- LUCAS G. (1942) - Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed (frontière Algéro-Marocaine). *Bull. Serv. Carte géol., Algérie*, 2, 16, 538 p.

- LUCAS G. (1950) - Présence de Psilophytales dans les schistes et micro-brèches de la région de Saïda (Oran). C.R. somm. Soc. géol. Fr., 6, p. 94-95.
- LUCAS G. (1952) - Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. 19e Congr. géol. int., Alger, 1952, Monogr. région. 1ère série, Algérie, n°21, 138p.
- MAC GAW W. (1953) - Etude géologique et métallogénique de la boutonnière du Boudoufoud (Maroc septentrional). D.E.S. Ecole des Mines, Paris, inédit.
- Mc CLAY K.R. and COWARD M.P. (1981) - The Moine Thrust. An overview. In : Thrust and Nappe Tectonics. Mc CLAY and PRICE ed. Blackwell. p. 241-260.
- MARHOUMI M.R. (1984) Etudes palynologiques des séries dinantiennes de La Meseta marocaine. Conséquences stratigraphiques et structurales. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 111 p.
- MARHOUMI M.R., HOEPFFNER C., DOUBINGER J. et RAUSCHER R. (1983) - Données nouvelles sur l'histoire hercynienne de la Meseta orientale au Maroc: l'âge dévonien de schistes de Debdou et du Mekam. C.R. Acad. Sci., Paris, 297, II, p. 69-72.
- MARIE P. (1931) - Rapport sur les observations faites pendant le mois de Février 1931 dans la région de Debdou (Archives B.R.G.M.), (inédit).
- MARIE P. (1936) - Sur la série d'Ez-Ziroug (Maroc oriental). C.R. somm. Soc. géol. Fr., 4, p. 65-67.
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann, 493 p.
- MATTAUER M., PROUST F. et TAPONNIER P. (1972) - Major strike-slip fault of late hercynian age in Morocco. Nature, 237, p. 160-162.
- MATTE P. (1983) - Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of Western Europe. In : Profiles of orogenic belts, Geodynamics Series, 10, p. 53-81, American Geophys. Ser.
- MATTE P. (1986) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. Fr., n° 1, p. 9-24.
- MAYOL S. et MULLER J. (1985) Mise en évidence d'une unité allochtone hercynienne précoce (anté-schisteuse) dans les Jbilet occidentales (Maroc). Etude de la structuration de la zone de contact. C.R. Acad. Sci. Paris, 300, II, p. 369-372.
- MEDIONI R. (1967) - Travaux cartographiques et études géologiques dans la Meseta orientale. C.R. Activ. Serv. Carte géol., Maroc, p. 67-70, (inédit).
- MEDIONI R. (1980) - Mise au point stratigraphique sur les terrains carbonifères de la bordure septentrionale des Hauts-Plateaux marocains (massifs de Debdou, boutonnières de Lalla-Mimouna et du Mekam). Notes Serv. géol., Maroc, t. 41, N° 285, p. 25-37.
- MICHARD A. (1976) - Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 252, 408 p.

- MICHARD A. et SOUGY J. (1977) - L'orogénèse hercynienne à la lisière nord-ouest de l'Afrique (structure des chaînes primaires du Maroc au Sénégal). in "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale" Coll. intern. C.N.R.S., Rennes, n° 243, p. 605-640.
- MICHARD A. et PIQUE A. (1979) - The variscan belt in Morocco : structure and developmental model. in : the Caledonides in U.S.A. D. WONES éd., Department of Geological Sciences VPI and SU, Blacksburg, Mém. 2, p. 317-322.
- MICHARD A., YAZIDI A., BENZIANE F., HOLLARD H. et WILLEFERT S. (1982) - Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, vol. 10, p. 253-256.
- MICHARD A. (1982) - Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, Tectonique et Pétrogenèse d'un segment de la chaîne varisque. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, MICHARD coord., n° 303, 180 p.
- MICHARD A., CAILLEUX Y. et HOEPFFNER C. (1983) - L'orogène mésetien au Maroc ; structure, déformation hercynienne et déplacements. Actes du Symposium "Maroc et orogénèse paléozoïque", P.I.C.G. n°27, Rabat, 1983. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 335 (1986), sous presse.
- MORIN P. (1948a) - Découverte de fossiles dans le Massif du Tazekka (Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 227, p. 560-562.
- MORIN P. (1948b) - Note préliminaire sur le massif de microgranite de Boujaada (Région de Taza). Notes Serv. géol., Maroc, t. 1, n°71, p. 73-80.
- MORIN P. (1954) - Réponse à une suggestion de P. FOURMARIER au sujet de l'âge des schistes du Tazekka. In. C.R. des excursions au Maroc. 19e Congr. géol. int., Alger, livret-guide, sér. Maroc, n°16, p. 11-12.
- MORIN P. (1960) - Le Maroc central : un aperçu de ses ressources minières. Mines et géol., Rabat, 9, p. 43-50.
- MORIN P. (1960) - Les ressources minérales du massif du Tazekka et de ses bordures. Mines et Géol., Rabat, 10, p. 21-44.
- MORIN P. (1973) - L'accident de Bsabis-Tazekka, un linéament majeur de la tectonique hercynienne du Maroc (Ouest de Taza). C.R. somm. Soc. géol., France, P. 64.
- MRINI Z. (1985) - Age et origine des granites hercyniens du Maroc : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique (Sr., Nd., Pb). Thèse Doct. univ. Clermont-Ferrand II.
- MUKHOPADHYAY D. (1973) - Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the northern Eifel. *Tectonophysics*, 16, p. 279-296.
- NICOLAS A. (1984) - Principes de tectonique. Masson, 196 p.
- ODIN G.S., CURRY D., GALE N.H. and KENNEDY W.J. (1982) - The Phanerozoic time scale in 1981. Numerical Dating in stratigraphy. Odin éd., J. WILEY and SONS, New-York, 2 tomes, 1040 p.
- OUAZZANI H. et LAPIERRE H. (1986) - Le magmatisme carbonifère de la zone briançonnaise (Alpes internes). Essai sur la lecture des magmatismes calco-alcalins tardifs dans les chaînes de collision continentale. C.R. Acad. Sci., Paris 302, II, p. 1171-1176.
- OWODENKO B. (1946) - Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Jerada et de la région au Sud d'Oujda. Mém. Soc. géol., Belgique, Liège t. 70, fasc. hors série, 164 p.



- OWODENKO B. (1976) - Bassin houiller de Jerada (Maroc oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, 207, 148 p.
- OWODENKO B., TERMIER H. et DELEPINE G. (1938) - Sur la présence du Silurien et du Dévonien au Sud de Naïma (feuille Oujda, Maroc oriental). C.R. Acad. Sci., Paris, 206, p. 523-525
- PAREYN C. (1961) - Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais. Publ. Centre Rech. sahariennes, C.N.R.S., Paris, sér. Géol., t. 1, 325p.
- PERROUD H. (1986) - Paleomagnetic evidence for tectonic rotations in the varican mountains belt. Tectonics, vol. 5, n°2, p. 205-214.
- PIQUE A. (1979) - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la meseta marocaine nord-occidentale. Sci. Géol. Mém., Strasbourg, n°56, 243 p.
- PIQUE A. (1981) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale et son prolongement dans le Nord-ouest de l'Afrique. Sci. géol. Bull., 34, 2, p. 123-124, Strasbourg.
- PIQUE A. et MICHARD A. (1981) - Les zones structurales du Maroc hercynien. Sci. Géol., Bull., 34, 2, Strasbourg, p. 135-146.
- PIQUE A. (1982) - La zone de Rabat-Tiflet (Meseta marocaine septentrionale). Sa place dans l'ensemble des noyaux paléozoïques de la Méditerranée occidentale. C.R. Acad. Sci., Paris, 295, II, p. 263-266.
- PIQUE A. (1983) - Structural domains of the Hercynian belt in Morocco. In: P.E. SCHENK (ed.), Regional Trends in the Geology of the Appalachian - Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen. Reidel Publ. Comp., p. 339-345.
- PIQUE A., CAILLEUX Y. et HOEPFFNER C. (1983) - Plates-formes épicontinentales et sillons des flychs au Paléozoïque dans la Meseta marocaine. Un domaine sédimentaire à la marge du craton saharien. Actes du Symposium de Rabat "Maroc et orogène paléozoïque" P.I.C.G. n°27. Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n°335, 1986, sous presse.
- POWELL C. Mc.A. (1979) - A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics,, 58, p. 21-34.
- PRICE R.A. (1981) - The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In : Thrust and Nappe Tectonics, Mc CLAY and PRICE ed., BLACKWELL, p. 427-448.
- PRICE R.A. and MOUNTJOY E.W. (1970) - Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca rivers - a progress report. In : Structure of the Southern Canadian Cordillera, WHEELER J.O. ed., Spec. Pap. geol. Assoc. 6, p. 7-25.
- PUGA E. (1980) - Hypothèse sur la genèse des magmatismes calco-alcalins intraorogéniques et post-orogéniques alpins dans les Cordillères Bétiques. Bull. Soc. géol., France n° 2, p. 243-250
- RAHMANI K. (1978) - Etude palynologique du Paléozoïque de la région de Rabat (Maroc). Thèse 3e cycle. Paris VI.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and facturing of rocks. Mc Graws HILL. 568p.
- RAMSAY J.G. (1980) - Shear zone geometry : a review. J. Struct. geol., vol. 2, n°1/2, p. 83-99.
- RAMSAY J.G. and GRAHAM R.H. (1970) - Strain variation in shear belts. Can. J. Earth. Sci., 7, p. 786-813.

- RAMSAY J.G. et HUBER M.I. (1983) - The techniques of modern structural geology. Vol. 1 : Strain analysis. Academic Press, 307 p.
- RAMSAY J.G., CASEY M. et KLIGFIELD R. (1983) - Role of shear in development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology*, vol. 11, p. 439-442.
- RAUSCHER R., MARHOUMI M.R., VANGUESTAINE M. et HOEPFFNER C. (1982) - Datation palynologique des Schistes du Tazekka au Maroc. Hypothèse structurale sur le socle hercynien de la Meseta orientale. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 294, D, p. 1203-1206.
- RIBEYROLLES M. (1972) - Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Aguelmous et Mrirt). Thèse 3e cycle, Montpellier, 56 p.
- ROBILLARD D. (1978) - Etude structurale du Moyen-Atlas septentrional (région de Taza), Maroc. Thèse 3e cycle, Lille, 178 p.
- ROLET J. (1974) - Description et chronologie de quelques déformations hercyniennes du Paléozoïque de Ghar Rouban (Algérie occidentale). 2e R.A.S.T., Pont-à-Mousson. Livre en dépôt à la Société Géologique de France, p. 332.
- ROUSSEL J., LECORCHE J.P., PONSARD J.F., SOUGY J. and VILLENEUVE M. (1984) - Panafrican to Hercynian deformations in the Mauritanides and tectonic significance of gravity anomalies. *Tectonophysics*, 109, p. 41-59.
- RUHLAND M. (1970) - Cours de tectonique analytique. Strasbourg, inédit.
- SCHAEER J.P. (1964) - Volcanisme cambrien dans le massif ancien du Haut-Atlas occidental. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 258, p. 2114-2117
- SCHAEER J.P. (1967) - Interférence entre les structures du socle et celles de la couverture dans le Haut-Atlas marocain. In : *Etages tectoniques*, coll. Neuchâtel, 1966. A la Baconnière-Neuchâtel, p. 297-306.
- SCHENK P. (1971) - Southern atlantic Canada, Northwestern Africa and continental drift. *Can. J. Earth Sci.*, 8, p. 1218-1251.
- SCHENK P. (1978) - Synthesis of the Canadian Appalachians. *Geol. Surv. Canada*, Pap. 78-13, p. 111-136.
- SOUGY J. (1962) - West African fold belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, p. 871-876.
- TERMIER H. (1936) - Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol., Maroc*, 33, 1566 p.
- TISSERANT D. (1977) - Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etudes de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse 3e cycle, Strasbourg.
- TARGUISTI K. (1983) - Géologie et métallogénie du massif granitique d'Alouana (Maroc oriental). Thèse de 3e cycle, Besançon, 184 p.
- VAI G.B. et COCOZZA T. (1986) - Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. *Bull. Soc. géol., France*, n°1, p. 95-114.
- VAN LECKWIJCK W. et TERMIER H. (1938) - Observations géologiques sur la partie SW de la feuille Taza au 1/100.000e (Maroc oriental). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 86-87.

- VALIN F. (1979) - Stratigraphie du Paléozoïque dans les Monts d'Oujda. Mines, Géologie et Energie, Rabat, 46, p. 79-81.
- VAUCHEZ A. (1974) - Etude tectonique et microtectonique d'un secteur de la chaîne hercynienne sud-ibérique : les nappes et plis couchés de la région de Fregenal-Oliva de la Frontera (Province de Badajoz, Espagne). Thèse 3e cycle, Montpellier, 92 p.
- VAUCHEZ A. (1976) - Les déformations anté-triasiques dans la boutonnière d'Aouli-Mibladen (Midelt-Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, 282, p. 425-428.
- VAUCHEZ A. (1977) - Un exemple de cisaillements congénères de plis schisteux ; proposition d'un modèle d'évolution. Bull. Soc. géol. Fr., n°1, p. 135-142.
- VERSET Y. (1983) - Mécanismes sédimentaires durant le Carbonifère dans la zone orientale du Maroc central. Résumé in Colloque "Bassins sédimentaires marocains", Trav. Dept. géol. fac. Sci., Marrakech, 1984, n°1, p. 24-26.
- VIALON P. RUHLAND M. et GROLIER J. (1976) - Eléments de tectonique analytique. Masson 118 p.
- WILLEFERT S. (1963) - Graptolites du Silurien et du Lochkovien de Touchent (anticlinorium de Kasba-Tadla - Azrou, Maroc central). Notes Serv. géol., Maroc, 23, 172, p. 69-94.
- WILLIAMS G.D. (1978) - Rotation of contemporary folds into the x direction during overthrust processes in Laksefjord. Finnmark. Tectonophysics, 48, p. 29-40.
- WYBRECHT E.J. (1984) - Front supérieur de la schistosité et cristallisations associées. Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 170 p.
- ZIEGLER P.A. (1984) - Caledonian an Hercynian crustal consolidation of the European alpine foreland. Terra Cognita, vol. 4, n° 1, p. 51-58.



## LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 : Les affleurements paléozoïques en Afrique du Nord	2
Fig. 2 : Les zones structurales de la chaîne hercynienne	4
Fig. 3 : La boutonnière des Zekkara	10
Fig. 4 : Le Cambro-ordovicien probable des Zekkara	12
Fig. 5 : La boutonnière du Tazekka	14
Fig. 6 : Le Cambrien du Mougueur	17
Fig. 7 : Log du paléozoïque inférieur du Tazekka occidental	20
Fig. 8 : Panorama du secteur du douar Bou-chfâa	21
Fig. 9 : Carte géologique de la bordure occidentale du Tazekka	24
Fig. 11 : Carte géologique schématique des boutonnières de Bsabis et El-Menzel	26
Fig. 12 : Les boutonnières du Sud d'Oujda	28
Fig. 13 : L'Ordovicien de la région d'Oujda	30
Fig. 14 : L'Ordovicien supérieur du NE du Maroc central	32
Fig. 15 : L'Ordovicien des nappes des Jebilet orientales	33
Fig. 16 : Coupe schématique du flanc W de la colline 1044 m (SW du Tazekka occidental)	40
Fig. 17 : Principaux faciès du Siluro-Lochkovien des Jebilet orientales à l'Algérie	44
Fig. 18 : Dévonien moyen du Tazekka. Coupe de l'Oued Bou Ayach	48
Fig. 19 : Situation des boutonnières de la Meseta orientale	50
Fig. 20 : Carte géologique des boutonnières de Debdou et du Mekam	51
Fig. 21 : Log du Dévonien des schistes de Debdou à l'Aïn Tafetchna	54
Fig. 22 : Coupe des schistes de Debdou-Mekam en bordure de la route Taourirt-Debdou	55
Fig. 23 : Localisation des échantillons ayant livré des palynomorphes du Dévonien, dans les boutonnières de Debdou et du Mekam	55
Fig. 24 : Schistes dévoniens de la boutonnière du Boudoufoud	58
Fig. 25 : Schistes dévoniens des Beni-Snassène	60

Fig. 26	: Klippe tectonique de calcaire dévoniens du SW de la boutonnière des Zekkara	62
Fig. 27	: Carte schématique des principaux faciès du Dévonien inférieur-moyen	68
Fig. 28	: Coupes dans le complexe volcanosédimentaire Viséen supérieur du massif du Tazekka	73
Fig. 29	: Microconglomérat de base du complexe volcanosédimentaire	74
Fig. 30	: Conglomérat interstratifié dans la série volcanosédimentaire	75
Fig. 31	: Affleurement du niveau de schistes noirs à Lepidodendron	76
Fig. 32	: Tuf grossier. Secteur de Sidi Youssef	77
Fig. 33	: Tuf grossier. Secteur de Bab el Frij	78
Fig. 34	: Tuf grossier. Secteur entre Merja-el-Caïd et Sidi Youssef	79
Fig. 35	: Contact entre une coulée d'andésite et une brèche pyroclastique Piste Bab-el-Frij, Ademane	80
Fig. 36	: Brèche pyroclastique. Piste Bab-el-Frij, Ademane	80
Fig. 37	: Volcanoclastites de Boujaâda, à enclaves	83
Fig. 38	: Pyroclastites acides de Boujaâda. Merja-el-Caïd	84
Fig. 39	: Coupe de la Tafechna	85
Fig. 40	: Coupe de la série de Flouch	86
Fig. 41	: Coupe de l'oued Souidia	89
Fig. 42	: Carte du synclinal de Jerada	91
Fig. 43	: Coupe du SW de la Boutonnière des Zekkara	94
Fig. 44	: Jorf Ouazzène, olistolite de psammite ordovicien	96
Fig. 45	: Le Carbonifère de Meseta orientale	99
Fig. 46	: Paléogéographie du Carbonifère	101
Fig. 47	: Classification de la schistosité d'après POWELL	104
Fig. 48	: Echelle chronostratigraphique du Paléozoïque	106
Fig. 49	: Carte géologique de la Boutonnière de Midelt	112
Fig. 50	: a - Mésostructures de la phase D <sub>1</sub> b - Stéréogramme	113
Fig. 51	: a - Mésostructures de la phase D <sub>1</sub> b - Stéréogramme	114
Fig. 52	: a - Plis P <sub>2</sub> , gorges de la Moulouya b - Stéréogramme correspondant	115
Fig. 53	: Structures D <sub>2</sub> . Clivage de crénulation S <sub>2</sub>	116
Fig. 54	: a - Pli P <sub>2</sub> à charnière courbe b - Stéréogramme correspondant	117
Fig. 55	: Microstructures dans les micaschistes des gorges de la Moulouya	118
Fig. 56	: Microstructures dans les micaschistes de Midelt. Route Midelt-Aouli, gorges de la Moulouya	119

Fig. 57	: Disposition des phénoblastes de chlorites dans les micaschistes. Route Midelt-Aouli, gorges de la Moulouya	120
Fig. 59	: Pli $P_1$ dans le secteur d'Araf Mta Rachida (SW de la boutonnière de Debdou)	123
Fig. 60	: Stéréogrammes des structures $D_1$ dans la boutonnière de Debdou	123
Fig. 61	: Stéréogramme montrant la dispersion des structures $D_1$ (Araf Mta Rachida, SW de la boutonnière de Debdou)	124
Fig. 62	: Bloc-diagramme schématique, illustrant la dilacération des plis $P_1$ par les cisaillements	125
Fig. 64	: Grauwackes dévoniens de Debdou-Mekam à l'Aïn Tafechna	126
Fig. 65	: Grauwackes dévoniens de Debdou-Mekam à Rechida	126
Fig. 66	: Microstructures des schistes dévoniens de Debdou-Mekam	127
Fig. 67	: Grauwackes dévoniens, route de Debdou-Taourirt	128
Fig. 68	: Microstructures dans les grauwackes dévoniens (route Debdou-Taourirt)	129
Fig. 69	: Stéréogramme des structures $D_1$ et $D_2$ . Route Debdou-Taourirt	129
Fig. 70	: Stéréogramme des structures $D_1$ - $D_2$ - $D_3$ dans la boutonnière du Mekam (route de Sidi Lahcen)	130
Fig. 71	: Structures $D_2$ : kink-bands à plan axial subhorizontal. Route Debdou-Taourirt	130
Fig. 72	: Carte schématique de la boutonnière du Boudoufoud	132
Fig. 73	: a - Pli $P_1$ au Nord du Boudoufoud (Bab-Tafrant) b - Stéréogramme correspondant	132
Fig. 74	: Stéréogramme des structures $D_1$ à l'Ouest du Boudoufoud (Madenet)	133
Fig. 75	: Plis $P_1$ dans le centre du Boudoufoud	134
Fig. 76	: Stéréogrammes des structures $D_1$ dans le centre du Boudoufoud	134
Fig. 77	: Microstructures $D_1$ dans les schistes dévoniens du Boudoufoud	135
Fig. 78	: Cisaillements post $D_1$ dans les schistes dévoniens du Boudoufoud	136
Fig. 79	: Structures $D_1$ à l'Est des Béni-Snassène	137
Fig. 80	: Plis couchés $P_1$ dans les schistes des Beni-snassène	138
Fig. 81	: Stéréogrammes des structures $D_1$ - $D_3$ dans les Béni-Snassène	138
Fig. 82	: Dispersion des plis $P_1$ dans les Béni-Snassène	139
Fig. 83	: Bloc diagramme des plis $P_1$ dispersés	139
Fig. 85	: Stéréogrammes des structures $D_1$ et $D_3$ dans la boutonnière du Mougueur	141
Fig. 86	: Carte géologique schématique du Tamlelt	142
Fig. 87	: Carte géologique du Tazekka	145
Fig. 88	: Plis isoclinaux $P_1$ dans les schistes du Tazekka	148

Fig. 89 : Stéréogramme des structures $D_1$ - $D_2$ - $D_3$ , schistes du Tazekka	148
Fig. 90 : Replis $P_1$ dans les schistes du Tazekka	148
Fig. 91 : Structures $D_1$ + $D_2$ déversées dans les schistes du Tazekka	149
Fig. 92 : Structures $D_1$ redressées par $D_3$ , dans les schistes du Tazekka	149
Fig. 93 : Variation du style des $P_1$ dans les schistes du Tazekka	150
Fig. 94 : Structures $D_1$ dans les schistes du Tazekka, au Sud du massif	151
Fig. 95 : Pli $P_1$ dans les schistes du Tazekka	152
Fig. 96 : Structures $D_1$ et $D_3$ dans les schistes vert-olive du Tazekka	151
Fig. 97 : Structures $D_1$ et $D_3$ dans le Nord du Tazekka	153
Fig. 98 : Pli $P_1$ dans les schistes du Tazekka de Ras-el-Katra	154
Fig. 99 : Replis $P_1$ dans les schistes du Tazekka (isogones)	154
Fig. 100 : Structures $D_1$ et $D_3$ dans les schistes du Tazekka de Ras-el-Katra	154
Fig. 101 : Microstructures $D_1$ + $D_2$ dans les schistes du Tazekka	155
Fig. 102 : Pli $P_1$ cisailé	156
Fig. 103 : Structures $D_2$ dans les schistes du Tazekka	156
Fig. 104 : Structures $D_2$ dans les schistes du Tazekka	157
Fig. 105 : Microplis $P_2$ dans les schistes lie-de-vin du Tazekka	157
Fig. 106 : Schistes du Tazekka au col du Touahar	161
Fig. 108 : Ordovicien de l'Unité de Bab-Azhar	163
Fig. 109 : Plis $P_1$ cisailés dans l'Unité de Bab-Azhar	164
Fig. 110 : Microstructures dans l'Ordovicien de l'Unité de Bab-Azhar	165
Fig. 111 : Cisaillement des schistes ordoviciens de l'Unité de Bab-Azhar	166
Fig. 112 : Stéréogrammes des structures $D_1$ + $D_2$ dans l'Unité de Bab-Azhar	167
Fig. 113 : Coupe schématique dans l'Unité de Bab-Azhar	167
Fig. 114 : Contact entre l'Unité de Bab-Azhar et les schistes du Tazekka	168
Fig. 115 : Coupes sériées dans la bordure occidentale du massif du Tazekka	169
Fig. 116 : Coupe de la demi-boutonnière de Bab-Louta	172
Fig. 117 : Stéréogramme des plis cisailés (Bab-Louta)	172
Fig. 118 : Coupe des écailles paléozoïques au Sud de Jorf-Aïcha	173
Fig. 119 : Schéma structural du Tazekka occidental	175
Fig. 120 : Coupe schématique des 3 domaines structuraux du Tazekka	176
Fig. 121 : Microstructures au NW de la boutonnière d'El-Menzel	177
Fig. 122 : Microstructures des schistes verts ordoviciens au SE de Bsabis	178
Fig. 123 : Coupe du talus Ouest de la route de Tazouta	179
Fig. 124 : Coupe du talus Est de la route de Tazouta	180
Fig. 125 : Coupe de Koudiat Touila	182



Fig. 126 : Phtanites siluriens de <u>Kat</u> Touila	183
Fig. 127 : Stéréogramme - <u>Kat</u> Touila	183
Fig. 128 : Coupe du flanc Est du jbel Touount (Zekkara)	184
Fig. 129 : Coupe de la bordure ouest des Zekkara	184
Fig. 130 : A : SW de Guennfouda, B : Aïn Rhoula	188
Fig. 131 : Phtanites siluriens de l'Aïn Rhoula	187
Fig. 132 : Schéma du Maroc pendant la phase bretonne	191
Fig. 133 : Les écaillages des Traras	193
Fig. 134 : Relations Meseta-orientale - Meseta occidentale	195
Fig. 135 : Schéma du Maroc au Viséen supérieur	196
Fig. 136 : Relations Meseta orientale - Meseta occidentale dans l'hypothèse de plissements sudètes	196
Fig. 137 : Stéréogramme - Viséen supérieur du Tazekka	200
Fig. 138 : Cisaillements banc sur banc. Viséen supérieur du Tazekka	201
Fig. 139 : Lambeau de schistes du Tazekka - Merja el Caïd	202
Fig. 140 : Stéréogramme - Phase $D_3$ à la Tafechna	204
Fig. 141 : Structures $D_3$ - Série de Soulouina-Hassiane Diab	206
Fig. 142 : Coupe du synclinal d'Ez-Ziroug	207
Fig. 143 : a - Coupe au sud de Jorf-Ouazzène b - Stéréogramme correspondant	209
Fig. 144 : Déformation tardive des écaillles du Tazekka	211
Fig. 145 : Amygdales de cisaillement	212
Fig. 146 : Limite SE de la demi-boutonnière de Bouchfâa	213
Fig. 147 : Structures $D_3$ dans l'unité de Bab Azhar	215
Fig. 148 : Structures $D_3$ - SE de Bsabis	215
Fig. 149 : Structures $D_3$ dans les schistes du Tazekka	216
Fig. 150 : Structures $D_3$ . Schistes vert-olive du Tazekka	217
Fig. 151 : a - b. Microplis $D_3$ dans les schistes du Tazekka	218
Fig. 152 : Kink-bands $D_3$ dans les schistes du Mekam	218
Fig. 153 : Structures $D_3$ dans les Beni-Snassène	221
Fig. 154 : Cisaillements tardifs. Beni Snassène	221
Fig. 155 : Stéréogramme - Ouest des Zekkara	223
Fig. 156 : SW des Zekkara	223
Fig. 157 : Structures $D_3$ - Jorf-Ouazzène	224
Fig. 158 : Microstructures - Jorf-Ouazzène	225
Fig. 159 : Structures $D_3$ - Ouest de Mid elt	227
Fig. 160 : Synclinal du jbel Zerrouk -Tamlelt	229
Fig. 161 : Schéma du Maroc pendant la phase tardi-hercynienne	231

Fig. 162 : Rapport Meseta orientale - Meseta occidentale au Dévonien supérieur	238
Fig. 163 : Les chaînes paléozoïques périatlantiques	246
Fig. 164 : Raccord Meseta ibérique - Meseta marocaine	249
Fig. 165 : Assemblage des continents au Silurien selon LEFORT	252
Fig. 166 : Assemblage des continents au Silurien et Carbonifère inférieur selon MATTE	253

# TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Introduction	1
Première partie : STRATIGRAPHIE	
CHAPITRE I : LE CAMBRO-ORDOVICIEN	
1.1. <u>Les Zekkara</u>	9
1.2. <u>Le Tazekka</u>	13
1.3. <u>Attribution stratigraphique</u>	16
1.4. <u>Le cambrien probable de la boutonnière du Mougueur</u>	16
CHAPITRE II : L'ORDOVICIEN	
2.1. <u>Partie occidentale du Tazekka</u>	19
2.1.1. La formation de Bou-Chfâa	20
2.1.2. La formation de Bou-Jam-Jam	21
2.1.3. La formation du jbel Tifarouine	22
2.2. <u>Les schistes du Tazekka et de l'unité de Bab-Azhar</u>	23
2.2.1. L'unité de Bab-Azhar	23
2.2.2. Les schistes vert-olive du Tazekka	25
2.3. <u>La Boutonnière de Bsabis</u>	25
2.3.1. Le Nord-Ouest de la boutonnière	27
2.3.2. La partie Est de la boutonnière	27
2.4. <u>L'Ordovicien de la région d'Oujda</u>	31
2.5. <u>L'Ordovicien des nappes orientales</u>	31
2.6. <u>Conclusions</u>	34
CHAPITRE III : LE SILURO-LOCHKOVIEN	
3.1. <u>Le Siluro-Lochkovien de la partie occidentale du Tazekka</u>	36
3.1.1. Le Silurien	36
3.1.2. Le Lochkovien	39
3.2. <u>Le Silurien de Meséta orientale</u>	39
3.3. <u>Le Siluro-Lochkovien des boutonnières du Causse moyen-atlasique et de la partie Est du Maroc central</u>	41
3.3.1. Les boutonnières du Causse moyen-atlasique	41
3.3.1.1. La boutonnière d'El Menzel	41
3.3.1.2. Bsabis	42
3.3.2. L'Est du Maroc central	42
3.3.2.1. La région d'Azrou	42
3.3.2.2. La région de Mrirt	43
3.4. <u>Le Siluro-Lochkovien des Jebilet orientales</u>	43

## CHAPITRE IV : LE DEVONIEN

4.1. <u>Le Tazekka occidental</u> : formation de l'Oued Bou-Ayach	47
4.2. <u>Les séries dévoniennes des boutonnières de Debdou-Mekam, du Boudoufoud et des Beni-Snassène</u>	51
4.2.1. Les schistes de Debdou-Mekam	51
4.2.2. Les schistes du Boudoufoud	56
4.2.3. Les schistes des Beni-Snassène	59
4.3. <u>Le Dévonien calcaire</u>	61
4.4. <u>Le Dévonien du Maroc central, conclusions</u>	63
4.5. <u>Le Dévonien d'Algérie</u>	64
4.6. <u>Le Dévonien de l'Est de la Meséta occidentale</u>	66

## CHAPITRE V : LE CARBONIFERE

5.1. <u>Le Tazekka</u>	72
5.1.1. L'ensemble inférieur : volcanoclastites et laves	72
5.1.2. L'ensemble supérieur	82
5.2. <u>Les boutonnières de Debdou-Mekam</u>	84
5.2.1. La boutonnière de Debdou	84
5.2.1.1. La Tafechna	84
5.2.1.2. La coupe de Flouch	88
5.2.2. La boutonnière du Mekam	88
5.2.2.1. L'ensemble basal	88
5.2.2.2. L'ensemble volcano-sédimentaire	89
5.2.2.3. La série de Soulouina-Hassiane-Diab	90
5.3. <u>Le bassin de Jerada</u>	90
5.3.1. Le Viséen supérieur	91
5.3.2. Le Namurien	92
5.3.3. Le Westphalien A.	92
5.3.4. Le Westphalien B	92
5.3.5. Le Westphalien C	92
5.4. <u>L'olistostrome de la région d'Oujda</u>	93
5.4.1. L'olistostrome dans les Zekkara	93
5.4.2. L'olistostrome de Jorf-Ouazzène	95
5.4.3. Conclusions	96
5.5. <u>Corrélations</u>	97
5.5.1. Prolongements vers l'Est en Algérie	98
5.5.1.1. Les monts de Ghar-Rouban	98
5.5.1.2. La boutonnière de Tifrit	98
5.5.1.3. Les Traras	98
5.5.2. Prolongements vers le Sud	100
5.5.2.1. Le bassin de Tendirara	100
5.5.2.2. Le bassin de Béchar	100

## Deuxième partie : TECTONIQUE

Introduction	103
--------------	-----

## CHAPITRE VI : LA PHASE ANTEVISEENNE OU EOVARISQUE

6.1. <u>La boutonnière de Midelt</u>	111
6.1.1. Présentation, historique	111
6.1.2. Les données structurales	112
6.1.2.1. Petites et Moyennes structures	113
6.1.2.2. Les microstructures	118

6.2. <u>Les boutonnières de Debdou-Mekam</u>	121
6.2.1. Présentation, historique	121
6.2.2. Données structurales	121
6.2.2.1. L'épisode D <sub>1</sub>	122
6.2.2.2. L'épisode D <sub>2</sub>	128
6.3. <u>Les boutonnières du Boudoufoud et des Beni-Snassène</u>	131
6.3.1. Le Boudoufoud	131
6.3.1.1. N.E. de la boutonnière et terminaison Ouest	131
6.3.1.2. Centre et Est de la boutonnière	132
6.3.2. Les Beni-Snassène	137
6.3.2.1. Partie Est du massif	137
6.3.2.2. Partie centrale du massif	138
6.3.2.3. S.E. de Ras-Fourhal	139
6.4. <u>Les boutonnières atlasiques de Mouqueur et Tamlelt</u>	141
6.4.1. La boutonnière de Mouqueur	141
6.4.2. La boutonnière de Tamlelt	142
6.5. <u>Les déformations éovariques dans le massif du Tazekka et ses prolongements</u>	144
6.5.1. L'unité des schistes du Tazekka	146
6.5.1.1. L'épisode D <sub>1</sub>	147
6.5.1.2. L'épisode D <sub>2</sub>	156
6.5.1.3. Mesure de la déformation	160
6.5.2. L'unité de Bab-Azhar	162
6.5.2.1. L'épisode D <sub>1</sub>	162
6.5.2.2. L'épisode D <sub>2</sub>	165
6.5.3. L'unité occidentale	170
6.5.4. Conclusion : les mouvements éovariques dans le massif du Tazekka	176
6.5.5. Les boutonnières de Bsabis et d'El-Menzel	177
6.5.5.1. La boutonnière d'El-Menzel	177
6.5.5.2. La boutonnière de Bsabis	177
6.5.5.3. Conclusions	180
6.6. <u>Les écaillages de la région d'Oujda</u>	181
6.6.1. La boutonnière de Koudiat-Touila ou Beni-Oukil	181
6.6.2. Les Zekkara	182
6.6.3. Les boutonnières de Guenfouda et Jorf-Ouazzène	186
6.6.4. Conclusions	189
6.7. <u>Les mouvements antéviséens ou éovariques : conclusions</u>	190
6.7.1. Meséta orientale	190
6.7.2. Corrélation avec la Meséta occidentale	194
6.7.3. Hypothèse d'une structuration antéwestphalienne polyphasée bretonne et sudète	197

## CHAPITRE VII : LA PHASE POST-WESTPHALIENNE

7.1. <u>Les déformations post-westphaliennes dans les terrains carbonifères</u>	200
7.1.1. Le Tazekka	200
7.1.1.1. La déformation synschisteuse	200
7.1.1.2. Les déformations postschisteuses	201
7.1.2. Les boutonnières de Debdou et du Mekam	204
7.1.2.1. La boutonnière de Debdou	204
7.1.2.2. La boutonnière du Mekam	205

7.1.3. Le synclinal de Jerada	207
7.1.4. Conclusions	210
7.2. <u>Les déformations post-westphaliennes dans les terrains antéviséens</u>	210
7.2.1. Le Tazekka	211
7.2.1.1. L'unité occidentale	211
7.2.1.2. L'unité de Bab-Azhar et la boutonnière de Bsabis	214
7.2.1.3. L'unité des schistes du Tazekka	216
7.2.2. Les boutonnières de Debdou-Mekam	219
7.2.3. Le Boudoufoud est les Beni-Snassène	220
7.2.3.1. Le Boudoufoud	220
7.2.4. Les terrains antéviséens de la région d'Oujda	222
7.2.4.1. La boutonnière de Koudiat-Touila	222
7.2.4.2. La boutonnière des Zekkara	222
7.2.4.3. La boutonnière de Jorf-Ouazzène	224
7.2.5. Les boutonnières du Sud de la Meséta orientale : Midelt, Mougueur, Tamlelt	226
7.2.5.1. La boutonnière de Midelt	226
7.2.5.2. La boutonnière du Mougueur	227
7.2.5.3. La boutonnière de Tamlelt	228
7.3. <u>La phase post-westphalienne - Conclusion</u>	230

### Troisième partie : CONCLUSIONS GENERALES

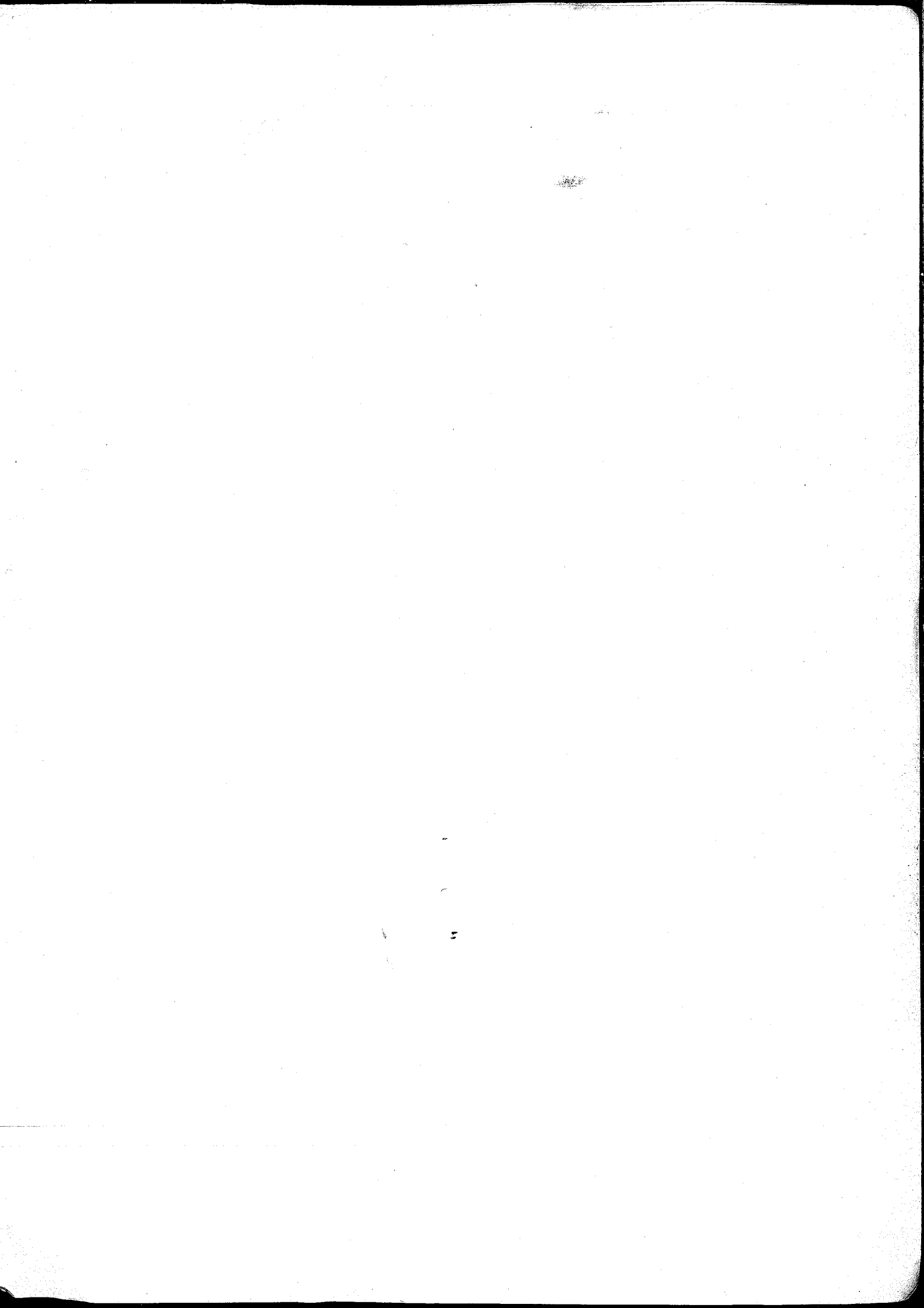
#### CHAPITRE VIII : L'EVOLUTION PALEOZOIQUE DE LA MESETA ORIENTALE ET SA PLACE DANS LA CHAINE HERCYNienne D'AFRIQUE DU NORD

8.1. <u>La plate-forme du Cambro-ordovicien au Dévonien inférieur (Lochkovien)</u>	233
8.2. <u>Le Dévonien. Les bassins de flysch et la phase bretonne</u>	235
8.2.1. Individualisation du bassin des flyschs dévonien en Meséta orientale	235
8.2.2. La phase bretonne	236
8.3. <u>Le Carbonifère</u>	239
8.3.1. Les bassins carbonifères	241
8.3.2. La phase tardi-hercynienne	241
8.4. <u>Cadre géodynamique de la chaîne marocaine, apport de la géochimie du magmatisme dinantien</u>	242

#### CHAPITRE IX : CORRELATIONS AVEC LES SEGMENTS HERCYNiens VOISINS

9.1. <u>Les mauritanides</u>	245
9.2. <u>Les noyaux paléozoïques de Méditerranée occidentale</u>	247
9.3. <u>La chaîne hercynienne d'Europe, la Meséta ibérique</u>	249
9.4. <u>Conclusions</u>	251

BIBLIOGRAPHIE	257
---------------	-----









## RESUME

Ce travail est une présentation de l'histoire sédimentaire et de l'évolution tectonométamorphique de la partie orientale de la chaîne hercynienne du Maroc qui affleure dans les boutonnières de la Meseta orientale (Debdou, Mekam, Midelt, Chaîne des Horsts) et des chaînes atlasiques (Tazekka, Boudoufoud, Beni-Snassène, Mougueur, Tamlelt).

La première partie décrit les séries stratigraphiques. Du Cambro-Ordovicien au Siluro-Lochkovien, cette partie de la chaîne ne se distingue guère du reste du Maroc. Au Dévonien, par contre s'individualise un bassin accueillant des dépôts de type flysch. Le Carbonifère est discordant sur les terrains plus anciens structurés par une phase éovarisque, il est essentiellement caractérisé par des dépôts volcano-sédimentaires associés à un magmatisme calco-alcalin.

La deuxième partie concerne l'évolution tectono-métamorphique qui comprend deux phases principales.

1) La phase éovarisque ou anté-viséenne antérieure aux dépôts volcano-sédimentaires du Viséen. Des déformations synschisteuses ( $D_1 + D_2$ ) enchaînent plissement + cisaillement à vergence Ouest, dans un climat de métamorphisme anchi à épizonal ; elles sont suivies par des écaillages dans un niveau structural superficiel. Des datations isotopiques montrent qu'il est possible de distinguer un épisode à 370 MA (phase bretonne) et un épisode à 330 MA (phase sudète), ce dernier permettant des corrélations avec l'Est du Maroc Central.

2) La phase post-westphalienne ou tardivarisque ( $D_3$ ) est représentée par des structures relativement simples : plis N50-90° droits ou à vergence variable, avec schistosité de fracture. La mise en place de granitoïdes syn à tardi-tectoniques achève l'évolution hercynienne.

La troisième partie replace la région étudiée dans l'ensemble de la chaîne hercynienne d'Afrique du Nord dont elle représente la zone la plus interne. Les corrélations avec les segments voisins sont envisagées, elles font ressortir la position privilégiée du Maroc, sur une zone de coulissement en bordure du Gondwana.

Mots-clés : Maroc, boutonnières paléozoïques, Meséta orientale, flyschs dévoniens, volcanisme carbonifère, tectonique hercynienne, plis, schistosité, cisaillements, métamorphisme, corrélations régionales.

## RESUME

Ce travail est une présentation de l'histoire sédimentaire et de l'évolution tectonométamorphique de la partie orientale de la chaîne hercynienne du Maroc qui affleure dans les boutonnières de la Meseta orientale (Debdou, Mekam, Midelt, Chaîne des Horsts) et des chaînes atlasiques (Tazekka, Boudoufoud, Beni-Snassène, Mougueur, Tamlelt).

La première partie décrit les séries stratigraphiques. Du Cambro-Ordovicien au Siluro-Lochkovien, cette partie de la chaîne ne se distingue guère du reste du Maroc. Au Dévonien, par contre s'individualise un bassin accueillant des dépôts de type flysch. Le Carbonifère est discordant sur les terrains plus anciens structurés par une phase éovarisque, il est essentiellement caractérisé par des dépôts volcano-sédimentaires associés à un magmatisme calco-alcalin.

La deuxième partie concerne l'évolution tectono-métamorphique qui comprend deux phases principales.

1) La phase éovarisque ou anté-viséenne antérieure aux dépôts volcano-sédimentaires du Viséen. Des déformations synschisteuses ( $D_1 + D_2$ ) enchaînent plissement + cisaillement à vergence Ouest, dans un climat de métamorphisme anchi à épizonal ; elles sont suivies par des écaillages dans un niveau structural superficiel. Des datations isotopiques montrent qu'il est possible de distinguer un épisode à 370 MA (phase bretonne) et un épisode à 330 MA (phase sudète), ce dernier permettant des corrélations avec l'Est du Maroc Central.

2) La phase post-westphalienne ou tardivarisque ( $D_3$ ) est représentée par des structures relativement simples : plis N50-90° droits ou à vergence variable, avec schistosité de fracture. La mise en place de granitoïdes syn à tardi-tectoniques achève l'évolution hercynienne.

La troisième partie replace la région étudiée dans l'ensemble de la chaîne hercynienne d'Afrique du Nord dont elle représente la zone la plus interne. Les corrélations avec les segments voisins sont envisagées, elles font ressortir la position privilégiée du Maroc, sur une zone de coulissement en bordure du Gondwana.

Mots-clés : Maroc, boutonnières paléozoïques, Meséta orientale, flyschs dévoniens, volcanisme carbonifère, tectonique hercynienne, plis, schistosité, cisaillements, métamorphisme, corrélations régionales.